Etudes et Thèses

ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES DE QUELQUES SOLS DE RÉGION SUBDÉSERTIQUE

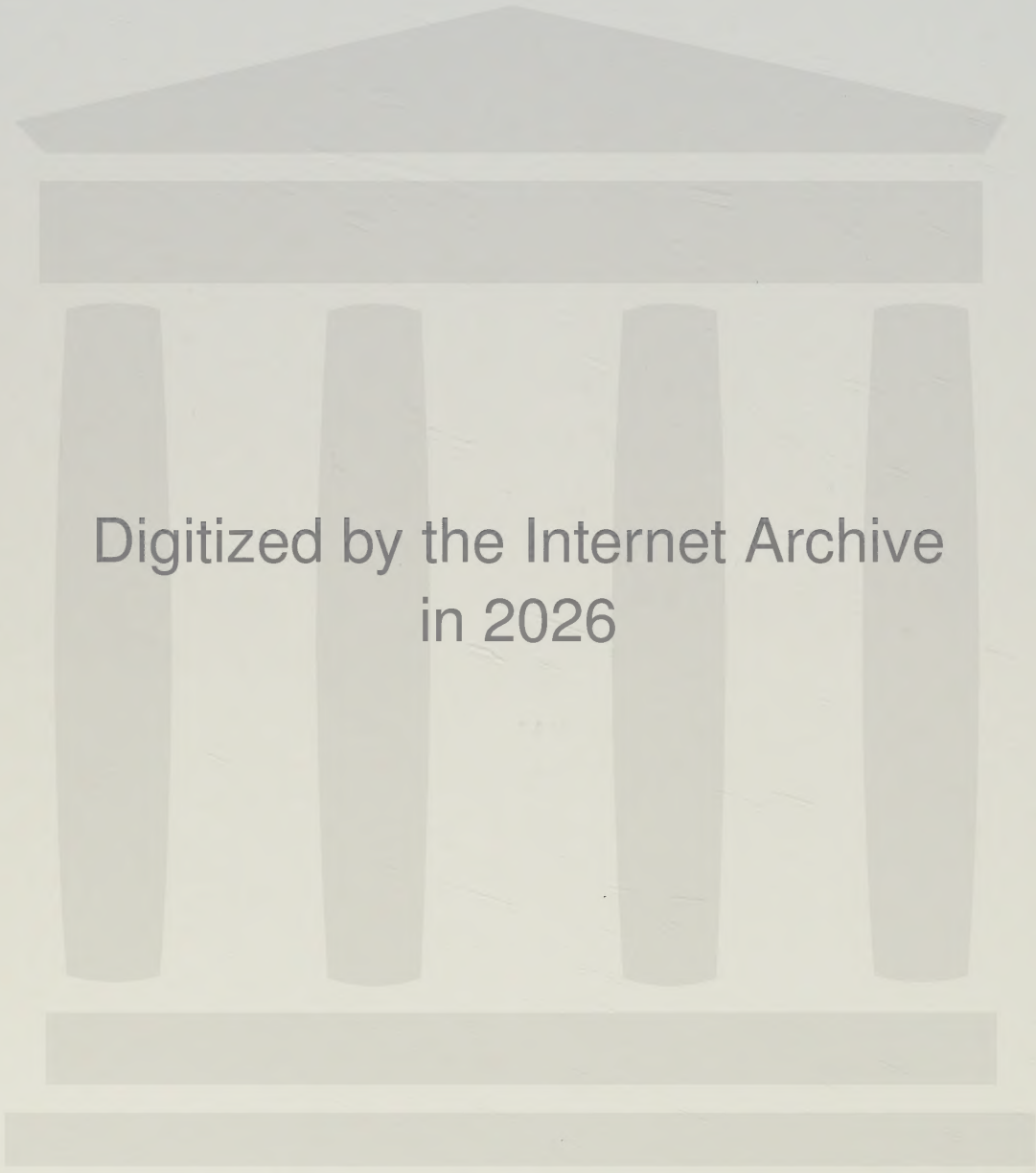
(Agadez – République du Niger)

DYNAMIQUE DE FORMATION ET CONSÉQUENCES SUR L'ÉCONOMIE EN EAU

Christian VALENTIN

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547321_0004

Christian VALENTIN

ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES DE QUELQUES SOLS DE RÉGION SUBDÉSERTIQUE

(AGADEZ – République du NIGER)

DYNAMIQUE DE FORMATION ET CONSÉQUENCES
SUR L'ÉCONOMIE EN EAU

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection **ETUDES et THESES**

PARIS 1985

Cette étude a fait l'objet d'une thèse
présentée à l'Université de Paris VII, soutenue le 30 octobre 1981,
pour obtenir le titre de Docteur de 3ème Cycle.

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, « que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées « à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analystes et les courtes citations dans un but « d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le « consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayant cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une « contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal».

I.S.B.N. : 2-7099-0759-3

© O R S T O M 1985

aux

petites soeurs de Foucauld,

nomades et maraîchères.

SURFACES PELLICULAIRES DE SOLS SUBDÉSERTIQUES

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

RESUME

ABSTRACT

INTRODUCTION 1

I - PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE 1

II - LE MILIEU SUBDESERTIQUE ETUDIE : LA CUVETTE D'AGADEZ 3

III - REMARQUES CONCERNANT LES TERMES UTILISES 6

IERE PARTIE : CARACTERISATION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES 7

I - DEFINITION ET DISTRIBUTION SPATIALE DE TROIS TYPES D'ORGANISATIONS SUPERFICIELLES 9

II - LES PROFILS PEDOLOGIQUES CORRESPONDANT A CES TROIS TYPES D'ORGANISATION SUPERFICIELLE 10

III - LA CARACTERISATION DES TROIS TYPES D'ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES 21

IV - CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE 45

IIEME PARTIE : ETUDE EXPERIMENTALE DU COMPORTEMENT DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES 49

I - LA RESISTANCE MECANIQUE A LA PENETRATION DE DIFFERENTES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES ... 51

II - INTERVENTION SUR LE CYCLE DE L'EAU 62

III - DETACHABILITE 115

IIIEME PARTIE : FORMATION ET EVOLUTION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES..... 139

I - SCHEMAS DE FORMATION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES..... 141

II -CONCLUSIONS SUR LA GENESE DES O.P.S. ETUDIEES..... 157

III - NOTE SUR LA DEGRADATION DE LA STRUCTURE ET LE PHENOMENE DE "BATTANCE"..... 163

IV - NOTE SUR LA POROSITE VESICULAIRE..... 164

CONCLUSIONS GENERALES..... 169

I - LES PARTICULARITES DE L'OBJET D'ETUDE, ET DES METHODES D'ANALYSES MISES EN OEUVRE..... 169

II - LES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS..... 170

III - EXTRAPOLATION DES RESULTATS AUX ECHELLES REGIONALE ET ZONALE..... 172

BIBLIOGRAPHIE..... 175

LISTE DES FIGURES..... 211

LISTE DES TABLEAUX..... 213

ANNEXE I..... 215

ANNEXE II..... 223

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES..... 231

AVANT-PROPOS

Cette étude, financée par la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique (D.G.R.S.T.) s'inscrit dans un programme plus vaste concernant la lutte contre l'aridité tropicale (L.A.T.). Elle s'est déroulée dans le cadre de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM), près d'AGADEZ au Niger, et elle concerne essentiellement les organisations pelliculaires superficielles, qui conditionnent le comportement de certains sols vis-à-vis de l'eau.

Au cours des cinq premières années passées dans l'Ouest africain, j'ai eu l'occasion, en effet, de réaliser de nombreuses observations et mesures relatives à la constitution et au comportement de la zone la plus superficielle de différents sols en Côte d'Ivoire, en Haute-Volta, au Niger et au Sénégal. Le présent document constitue une première synthèse des résultats acquis en zone subdésertique. Ces travaux ont été menés en collaboration avec de nombreux collègues et grâce aux appuis, et aux encouragements, de diverses personnes que je tiens à remercier.

Monsieur le Professeur Gérard BOCQUIER, de l'Université de Paris VII, a non seulement accepté de présider mon jury, mais a pris également en charge,avec son laboratoire, la réalisation matérielle de ce mémoire. Je voudrais lui exprimer ma profonde reconnaissance pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail, et pour la peine qu'il lui en a coûté, puisqu'il a réservé une part importante de son temps, particulièrement précieux en période de congé, pour me prodiguer corrections, conseils et encouragements amicaux. Notre correspondence, nombreuse malgré la distance séparant Paris à Abidjan, me fut très précieuse. C'est également grâce à lui, que j'ai pu réaliser les observations en microscopie électronique à balayage.

Monsieur François-Xavier HUMBEL m'a apporté un appui efficace lors de la réalisation de ce mémoire. Je le remercie pour son aide sympathique et pour avoir accepté de faire partie de mon jury.

Messieurs Gérard MONNIER, Georges PEDRO et Charles RIOU ont également accepté de participer aux travaux de ce jury, et m'ont témoigné conseils et encouragements. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma respectueuse reconnaissance.

Monsieur André LEVEQUE a consacré beaucoup de temps à la relecture du manuscrit et n'a jamais cessé de m'encourager. Je suis heureux de lui témoigner ici ma solide amitié.

Monsieur Eric ROOSE, fondateur du laboratoire de Pédologie Expérimentale sur le Centre ORSTOM d'Abidjan, m'a constamment aidé à multiplier mes contacts scientifiques. Je lui dois, en outre, ma formation dans le domaine de la dynamique actuelle des sols.

Monsieur Yvon CHATELIN m'a vivement incité à me tourner vers de nouvelles techniques d'étude de l'infiltration et de l'érosion. Je lui en suis très reconnaissant.

Mes remerciements s'adressent également à mes collègues les plus directs, avec qui j'ai partagé non seulement de nombreuses idées, mais également la vie de "brousse". Je pense plus particulièrement à Jean COLLINET, responsable des expéditions sahéliennes et subdésertiques, et à Jean ASSELINE, père de l'infiltromètre de l'ORSTOM, mais également à Roland POSS et à Thomas MONG-GINE, chaleureux compagnons de terrain.

Les différentes mesures réalisées dans la cuvette d'AGADEZ n'auraient pas été entreprises sans le concours efficace apporté par Yves PEPIN pour l'utilisation des sondes à chocs thermiques, mises au point par Bernard POUYAUD, et sans l'aide inlassable de Bernard YAO, chauffeur, mécanicien et spécialiste de l'infiltromètre.

Le domaine étudié se situant à la frontière de plusieurs disciplines, je dois beaucoup à mes collègues hydrologues de l'ORSTOM: Alain CASENAVE, Pierre CHEVALLIER, Jacques CLAUDE, Noël GUIGEN, Michel HOEPFFNER, Bernard POUYAUD, et Bernard KOLI BI ZUELI, de l'Institut de Géologie Tropicale d'Abidjan, pour m'avoir signalé l'existence de sols à porosité vésiculaire à proximité de la ville de Dimbokro, en Côte d'Ivoire.

Ma reconnaissance s'adresse également aux responsables des laboratoires d'analyses de l'ORSTOM, pour leur rigueur et la rapidité de leur travaux : Bernard DABIN, Maurice PINTA, Marc GOUZY, Patrick TOPART, Yvonne ROUSSEL et Claude HANRION. Je remercie aussi Philippe ILDEFONSE, du Laboratoire des Sciences Physiques de la Terre à l'Université de Paris VII, pour m'avoir initié à la microscopie électronique à balayage, et pour m'avoir aidé à la réalisation de certaines imprégnations.

Je suis aussi très redevable du concours apporté par l'Institut Néerlandais des Sols en la personne du Dr. A. JONGERIUS; dont l'accueil en son laboratoire fut exceptionnel. Je remercie également Messieurs D. SCHOODERBEEK et G. HEINTZBERGER pour l'aide essentielle qu'ils m'ont fournie lors des mesures de quantimétrie opto-électronique.

Madame J. GAVARD, de l'Université de Paris VII, s'est chargée de la frappe et de la mise en page de ce document, et a effectué plusieurs démarches administratives. Je la prie de recevoir mes remerciements les plus cordiaux pour sa compétence et son dévouement.

Que Monsieur Josué SAGOU trouve également ici l'expression de ma reconnaissance pour avoir dessiné avec maîtrise les différentes figures de ce mémoire.

De nombreux collègues m'ont apporté conseils et encouragements, parmi les pédologues de l'ORSTOM : René BOULET, Eric BRAUDEAU, Armand CHAUVEL, Richard ESCADAFAL, Emmanuel FRITSCH, Jean-Claude LEPRUN, Roger MAIGNIEN et Roland POSS, et parmi les chercheurs étrangers : Messieurs R.M. DIXON (Etat-Unis) H.J. MUCHER (PAYS-BAS) et J. de PLOEY (BELGIQUE). Je les remercie tous très chaleureusement.

RÉSUMÉ

Des travaux récents réalisés en zone sahélienne ont montré que la présence d'organisations pelliculaires à la surface des sols, conditionne le comportement de ceux-ci vis-à-vis de l'eau (infiltration et ruissellement), davantage que leur nature pédologique. Cette étude se propose de mettre en évidence les relations entre ces organisations et différents types de comportement des sols de la région d'AGADEZ (NIGER), tout en analysant leur formation et leur évolution.

L'étude concerne trois sites, comprenant deux sols alluviaux peu évolués (argileux et sableux), et un sol de reg sur paléosol tronqué. Après une présentation de la distribution des organisations pelliculaires dans la cuvette d'AGADEZ, l'analyse détaillée de chaque site est entreprise à différentes échelles (Examen macroscopique, microscopies optique et électronique) sur des parcelles naturelles et labourées, soumises à des pluies simulées. Cette analyse morphologique permet, en un premier temps, de mettre en évidence l'existence à la surface des sols de plusieurs types de microhorizons, épais de quelques millimètres et constitutifs de micro-profils.

Le premier comportement étudié de ces organisations superficielles, est la résistance mécanique à la pénétration, mesurée in situ à l'aide de l'aiguille Proctor. Outre l'humidité, il apparaît que l'énergie cinétique des gouttes de pluies, reçues avant l'apparition du ruissellement, est l'un des facteurs les plus importants de la cohésion de ces organisations pelliculaires.

La réaction des sols vis à vis de l'eau a été ensuite étudiée en comparant trois méthodes de détermination de leur conductivité hydraulique. La première consiste à analyser l'espace poral des organisations pelliculaires superficielles, le diamètre et la forme des vides, par quantimétrie opto-électronique. La seconde méthode est la mesure de l'infiltration au double anneau (PIOGER). Enfin, la troisième, consiste à simuler des pluies à l'aide d'un infiltromètre à aspersion. La première et la troisième méthodes conduisent à des résultats identiques, alors que la seconde ne semble pas devoir être retenue. Les processus qui interviennent sur l'évolution des surfaces sous une lame d'eau de quelques centimètres diffèrent en effet considérablement de ceux que l'on observe sous averses. Les résultats obtenus sous simulations de pluies démontrent que la disparité de comportement des sols est moins grande que celle qui pouvait être prévue à partir des simples données pédologiques. L'analogie de structure des organisations superficielles est la cause de ces faibles différences. La comparaison de l'évolution du stock hydrique mesurée sous une surface nue et sous une surface couverte d'une bâche à partir de mesures réalisées à l'humidimètre à neutrons, souligne l'importance des caractéristiques de surface envers la protection du sol vis à vis de l'évaporation.

L'analyse des turbidités des eaux de ruissellement a permis de montrer que la présence d'organisations pelliculaires à la surface des sols subdésertiques limite leur appauvrissement en argile. L'analyse des différents mécanismes intervenant sur la détachabilité a été entreprise : il apparaît que ceux liés à l'humectation (gonflement, fragmentation par éclatement...) sont plus importants que le rejaillissement des particules sous l'effet de l'impact des gouttes de pluies, sur la désagrégation des mottes argileuses (smectitiques). Cet ordre d'importance relative est inverse pour les sols sableux.

Les données morphologiques associées aux résultats de mesures expérimentales ont conduit à proposer des modèles de formation pour les différentes organisations superficielles étudiées. Ainsi, il a été possible de distinguer cinq grands types génétiques de microhorizons, correspondant chacun à des critères morphologiques diagnostiques et à des types de comportement (perméabilité, sensibilité aux érosions hydriques et éoliennes). Il ressort, de cette étude, qu'à l'analogie de structure des organisations pelliculaires est associée une variété de processus génétiques, particulièrement marquée sur les surfaces labourées. Enfin, une note est proposée concernant la signification génétique de la porosité vésiculaire, développée à la surface des sols, ainsi que son utilisation comme indice de comportement des sols vis à vis des fluides.

L'étude des organisations pelliculaires superficielles des sols en région subdésertique permet de mieux prévoir leur comportement et leur dynamique actuelle que leur simple nature pédologique ou leur composition granulométrique. En zone sahélienne, la distribution spatiale de ces organisations se trouve modifiée du fait de la végétation. En zone ferrallitique de savane, les rythmes bio-climatiques et l'activité pédofaunique, induisent des variations saisonnières de ces organisations pelliculaires et réduisent ainsi leur importance vis à vis du cycle de l'eau.

ABSTRACT

The soils of arid regions are very prone to crusting. Peculiar attention needs to be paid to this topic in respect of seedling emergence and soil and water conservation. Numerous morphological data and experimental results were collected in the vicinity of AGADEZ (NIGER). This region belongs to the Southern fringe of SAHARA.

Three soils were selected : a pebble-covered paleosoil (desert pavement), a sandy and a clayed alluvial soils. Macro and micromorphological examinations indicate that their seals consist of very thin distinct sub-layers with reduced porosity. Most voids are vesicles, i.e. spherical.Burried seals within the sandy alluvial soil are described as relicts of former surfaces.

Experimental investigations were achieved on natural and ploughed plots to assess the effects of soil crusting on different processus. Soil strength is established as a function of soil moisture and cumulative kinetic energy of pre-ponding rainfalls. The degree of explanation afforded by both parameters is convincingly high. Mechanical impedance to seedling emergence of millet is found to be produced by crust formation on the hill-drop holes.

Hydraulic conductivities were calculated by means of three different methods. First, it was found out using micromorphometric Quantimet data from thin sections of crusts, secondly, by means of experimental studies performed with the double ring method and rainfall simulation. The results obtained from image analysis are consistent with those drawn from the application of the GREEN and AMPT model to infiltration under artificial rainfall. On the other hand, the double ring method is seen to be out of keeping with reality. This discrepancy is attributable to two major factors : (i) double ring method simulates no natural process except some very scare flooding, (ii) water depth is much more higher than the runoff water layer. Soil crusting exerts an overriding effect on infiltration and seems to overshadow other parameters such deep soil hydraulic properties. Numerous hydrologic data are analysed and discussed : runoff initiation time and steady infiltration rate are related to the soil saturation deficit. Whatever the soil is studied, the effect of rainstorm intensity on steady infiltration rate is closely associated with soil surface heterogeneity. Evaporation was measured with soil moisture thermocouple gauges. Water losses from the sealed sandy soil is similar to losses from a tarpaulin covered soil.

It is stated from these field experiments that different processes are involved in soil detachment. Slaking is the prevailing factor for the clayey alluvial soil whereas splash is preeminent on the sandy alluvial soil. Pebble-covered paleosoil is very resistant to detachment. The size for the most detachable fraction (fine sand) by splash is very similar to the most easily transportable fraction by wash and wind. Silt is the least detachable fraction. Soil detachment is much more active on freshly ploughed soil than on sealed surface.

Different patterns of soil crusting are propounded by the author as assortments of several intervening processes that come in succession, namely swelling, liquefaction, slaking and redeposition for clayey soils and wash-in,compaction and splash for sandy soils. Five main genetic types of microlayers can be discerned and related to morphologic characters. Analysis of vesicles leans to the conclusion that theses voids can be formed by entrapped air during infiltration; this structure would be enhanced by cycles of wetting and drying.

In arid regions, soil crusting is chiefly attributable to the lack of organic matter, pedo-fauna and vegetation. It encourages runoff which is of paramount importance to the occurance of natural water-harvesting that supplies deep water-tables protected from evaporation thanks to the high infiltrability of the river-beds. If the rain could infiltrate entirely into the soils, water would be still deficient for cropping. Besides, seals protect soils from clay impoverishment. Further investigations are needed in other climatic regions of Africa, such as the Sahelian zone, and the Rain Forest zone.

INTRODUCTION

I - PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE L'ÉTUDE

De nombreux travaux -à la suite de ceux de DULEY (1939)- ont mis en évidence le rôle joué par les caractéristiques physiques des premiers centimètres du sol sur l'infiltration. Toutefois ces données ont pour la plupart été recueillies au laboratoire, sur des échantillons remaniés, et demeurent très fragmentaires.

Des études récentes réalisées sur le terrain, en zone sahélienne, (COLLINET et VALENTIN, 1979; COLLINET et al., 1980; a et b) ont montré que le comportement des sols vis à vis de l'eau (**infiltration et ruissellement**), ne dépend pas de leur nature pédologique, mais de leur **organisation superficielle.**

Plusieurs auteurs avaient également entrepris l'analyse de ces organisations superficielles de zone sèche (GAVAUD, 1968; BOCQUIER, 1971; LEPRUN, 1978 et 1979; BOUGERE, 1979; ESCADAFAL, 1981), mais ces travaux n'ont pas été combinés à des mesures expérimentales de comportement.

Il semble qu'en ce domaine, très peu de chercheurs aient été tenté d'**associer caractérisations morphologiques et résultats expérimentaux.** Pour cette raison, nous avons envisagé de confronter des données d'observation menées à différentes échelles (examen visuel, microscopie optique et électronique), aux résultats de mesures réalisées, en zone subdésertique, à l'aide de **techniques récentes** (Quantimétrie opto-électronique, simulation de pluies, humidimétrie à chocs thermiques,...).

Au cours de cette étude, **la surface du sol** sera considérée comme un volume de faible épaisseur distinct **du premier horizon pédologique,** par son organisation et parfois par sa composition granulométrique. Nous chercherons à définir ses relations génétiques avec les **traits laminaires** (BOCQUIER, 1971) contenus dans les horizons sous-jacents, sans entreprendre toutefois l'étude détaillée de l'organisation des sols.

En effet, nous fixons comme objectifs, à ce travail "épipédologique", **l'analyse de l'organisation des constituants superficiels, l'étude expérimentale de leur comportement** (résistance mécanique à la pénétration, conductivité hydraulique saturée, ruissellement, évaporation et détachabilité), **de leur genèse et de leur évolution.** Nous tenterons également de proposer une **typologie** de ces organisations pelliculaires superficielles, fondée sur des **caractères diagnostiques morphologiques,** correspondant aux **principaux processus de leur formation.**

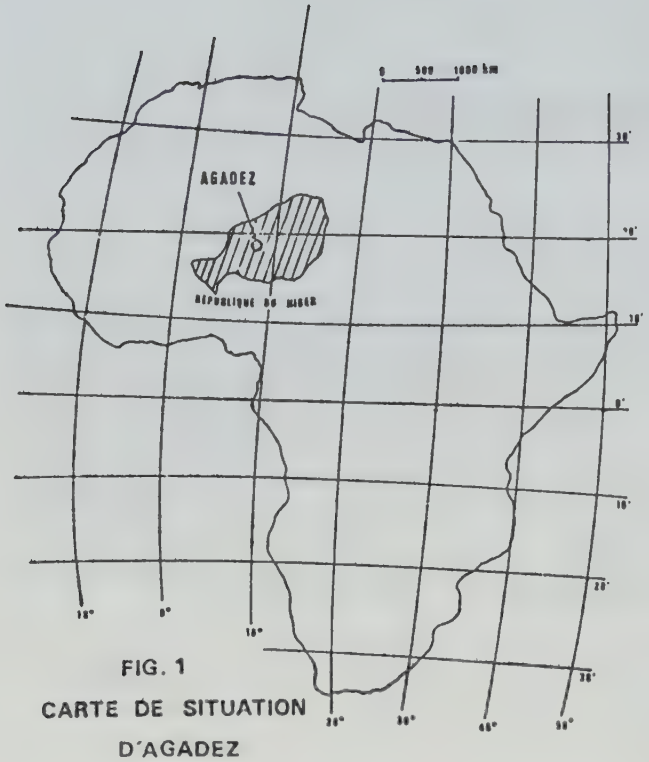


FIG. 1
CARTE DE SITUATION
D'AGADEZ

FIG. 2 ESQUISSE GEOLOGIQUE

LEGENDE

- GRANITE PEGMATOÏDE A CIBTILE
- GRANITE CALCO-ALCALIN
- GNEISS LEPTYNITIQUE
- GRES DU TELOUA
- ALLUVIONS

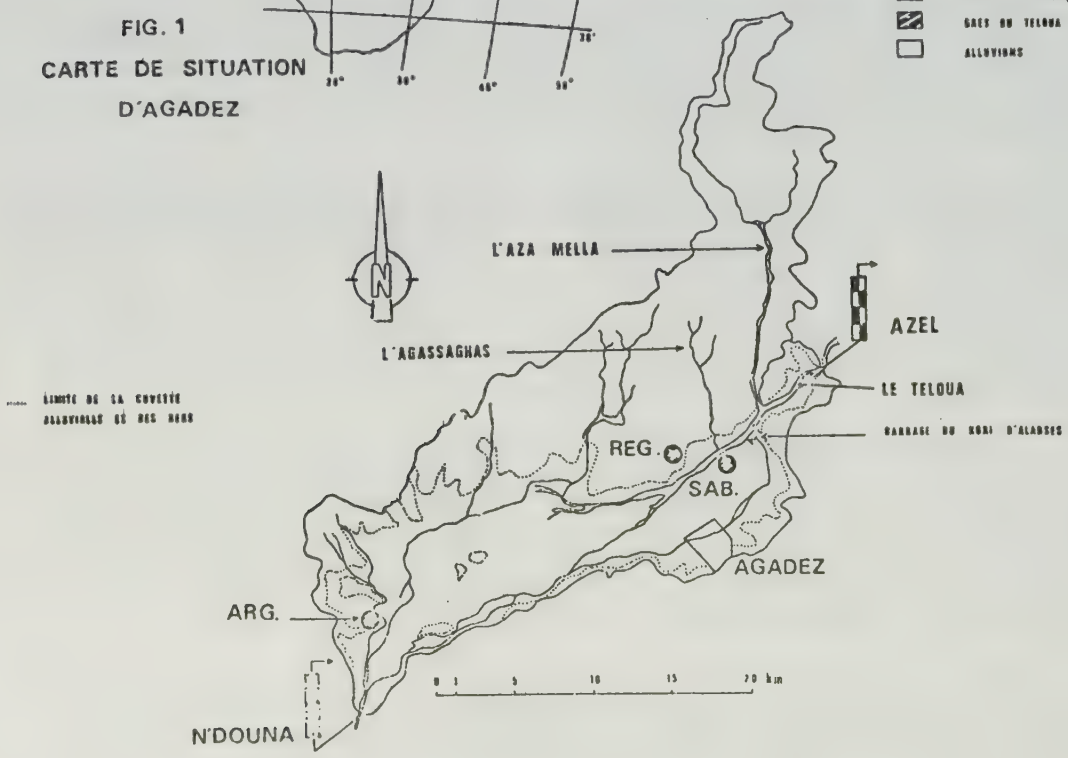


FIG. 3 CARTE DE SITUATION DES SITES EXPERIMENTAUX

II - LE MILIEU SUBDÉSERTIQUE ÉTUDIÉ : LA CUVETTE D'AGADEZ.

1 - SITUATION GENERALE (Fig. 1).

AGADEZ est situé en République du NIGER, à 17° de latitude Nord et 8° de longitude Est. Cette région appartient à la bordure Sud-Ouest de l'Aïr, qui est l'un des grands massifs montagneux sahariens. L'altitude moyenne de la plaine alluviale, où se situe la ville, est de 480 m. Cette "cuvette" s'étend sur 36 km de long et sa plus grande largeur n'excède pas 7 km.

2 - GEOLOGIE (Fig. 2).

La région d'AGADEZ est une zone de contact entre des formations cristallines (granite calco-alcalin, granite pegmatoïde à biotite et gneiss leptynitique), qui affleurent en amont et s'inclinent en aval pour atteindre une profondeur de 200 m, et des formations sédimentaires (grès du Téloua de l'Ordovicien), qui prédominent à l'aval. La plaine est couverte d'alluvions fluviatiles. Les plateaux, qui entourent cette cuvette, correspondent à d'anciennes terrasses alluviales, et présentent une surface très caillouteuse de galets d'origines diverses, appelée reg ou pavage désertique.

3 - CLIMAT

En schématisant, il est possible de distinguer trois saisons :

. D'octobre à mars. C'est la saison froide et sèche. Au mois de février les températures minimale et maximale sont de 1,9 et 38,5°C. L'humidité relative moyenne de l'air n'excède pas 23%. A cette époque, la pluviométrie est quasiment nulle.

. D'avril à juin. C'est la saison chaude. Les températures maximales atteignent 45°C, alors que les températures minimales ne descendent pas en dessous de 17,5°C en mai. L'humidité relative de l'air augmente légèrement (28% en juin), et les premières pluies très aléatoires et limitées (une dizaine de millimètres) commencent à tomber. C'est au cours de cette période que l'évaporation est maximale (17,9 mm/jour, en moyenne au mois de mai : bac classe A).

. De juin à septembre. C'est la saison pluvieuse. Les températures se maintiennent à un niveau élevé (minima : 16°C, maxima : 44,2°C en juillet). L'humidité relative atteint sa valeur maximale au mois d'août (56%). Il tombe, au cours de ces trois mois, 90% de la pluviométrie annuelle. L'évaporation, alors minimale, reste néanmoins élevée (11,1 mm/jour au mois d'août : bac classe A).

Ces différentes moyennes ont été établies pour une durée de 18 ans (19 1-1970) par les hydrologues de l'ORSTOM (HOEPFFNER, LE GOULVEN et DELFIEU, 1980).

Le tableau N°1 présente les fréquences de hauteurs de pluie annuelle et journalière.

	Fréquence		
	1 année sur 2	*1 année sur 10*	*1 année sur 100*
Hauteur de pluie:			
-annuelle	*149*	*229*	*307*
-journalière	*27*	*50*	*74*

TABLEAU n°1 : Fréquence des hauteurs de pluie annuelle et journalière.

(d'après HOEPFFNER,LE GOULVEN et DELFIEU 1980).

4 - HYDROLOGIE (Fig. 3).

Le kori TELOUA est l'un des cours d'eau les plus importants de l'Aïr. Il alimente la cuvette d'AGADEZ en entrant par le seuil d'AZEL, qui contrôle un bassin versant de 1360 km^2. Entre ce point et le seuil aval de N'DOUNA, la plaine alluviale couvre 95 km^2, et reçoit les eaux des plateaux adjacents (80 km^2 sur granite en amont, 100 km^2 sur grès en aval).

Dans la cuvette, le TELOUA se divise en plusieurs effluents, dont le nombre et l'importance varient selon les crues. Les lits de ces bras sont particulièrement peu marqués vers l'aval, où ils constituent une sorte de delta intérieur. La pente moyenne entre AZEL et N'DOUNA est de 1,8°/$_{oo}$, alors qu'elle est de 3,5°/$_{oo}$ pour l'ensemble du TELOUA, dont le régime est torrentiel.

La majeure partie de l'eau qui entre par le seuil amont ne se retrouve pas à la station de jaugeage aval. Ainsi, en 1977, sur les 36 millions de m^3 mesurés au seuil d'AZEL, seuls 3 millions de m^3 sont arrivés à l'exutoire (HOEPFFNER, LE GOULVEN et DELFIEU, 1980). Un des buts de cette étude est de présenter une interprétation de ces pertes considérables.

5 - VEGETATION.

La végétation est très irrégulièrement répartie. Elle est absente, notamment, aux endroits où le sol présente des surfaces "glacées". Les formations herbacées se localisent surtout sur les sols sableux. Il est possible de distinguer les espèces à cycle végétatif court (*Aristida mutabilis, Schouwia mutabilis, Pulicaria sp.*) de celles qui sont plus vivaces (*Cymbopogon sp., Schoenanthus sp., Cornulaca sp.*).

Le couvert arbustif peut être dense près des zones d'écoulement (*Acacia flava, Calotropis procera, Ziziphus sp., Salvadora sp.*).

Cette végétation fixe les voiles sableux et les berges des Koris.

6 - ACTIVITE HUMAINE.

AGADEZ est le chef lieu d'un département grand comme la France. La population estimée à 15 000 habitants s'est accrue rapidement depuis la sédentarisation des nomades, consécutive à la grande sécheresse du début des années 1970 (les hauteurs de pluie annuelle n'ont été que de 39 mm en 1970, 93 mm en 1971, 73 mm en 1972 et 76 mm en 1973).

Cette ville est l'une des plus importantes cités caravanières, avec GAO et TOMBOUCTOU au MALI. Vers le minaret de sa mosquée, érigé en 1515, convergent les pistes du Ténéré et de l'Aïr. Elle est actuellement, avec TAMANRASSET en ALGERIE, une ville étape très importante sur la piste trans-saharienne la plus fréquentée (NIAMEY-AGADEZ-TAMANRASSET-ALGER). La proximité des mines de charbon à TCHIROZERINE et d'uranium à ARLIT accroît depuis quelques années son importance économique. Le bîtumage de cet axe routier, vital pour le NIGER, renforcera d'ici peu sa place de métropole pré-saharienne.

L'augmentation de la population entraîne une demande accrue en produits maraîchers et céréaliers, cultivés dans les jardins situés à proximité du TELOUA. Des puits traditionnels, de 10 à 15 m de profondeur, à exhaure animale, assurent l'irrigation de ces parcelles dont le nombre s'accroît rapidement.

Des forages plus profonds alimentent la population urbaine en eau (qui était vendue en 1980, 150 F. CFA/m^3, soit 3 F.F.). Le problème des ressources en eau est donc crucial pour le développement de cette région et il suscite de nombreuses recherches concernant les modes d'alimentation des nappes, leur réserve, etc.... Cette étude tente de contribuer à ce programme, dont les résultats sont attendus par les autorités nigériennes.

III - REMARQUES CONCERNANT LES TERMES UTILISÉS

Les organisations pelliculaires, que l'on observe à la surface de certains sols, sont le plus souvent désignées par le terme de "**pellicule de battance**". La battance, qui n'a de traduction ni en anglais, ni en espagnol (*) est "la destruction de la structure sous l'effet de la pluie avec formation d'une pellicule ou d'une mince croûte superficielle, continue, et consistante, dite de battance". (*).

Ce terme nous paraît trop restrictif. Ces organisations ne sont pas en effet toutes continues, et nous aurons l'occasion, chemin faisant, de montrer qu'elles ne correspondent pas toujours à cette définition à connotation génétique ("l'effet de la pluie"). Nous reviendrons plus loin, à l'aide d'arguments extraits de cette étude, sur cette question de terminologie. Pour lever toute ambiguité, nous proposons au lecteur, le terme plus général "d'organisation pelliculaire superficielle", désigné en abrégé par les initiales "O.P.S.".

Ces organisations sont composées de différents matériaux superposés que nous appelons **microhorizons**, constituant un microprofil. Il s'agit, en fait, de **traits laminaires**, d'épaisseurs très réduites, de l'ordre du millimètre, inclus habituellement, lors des descriptions, dans le premier horizon pédologique.

(*) Dictionnaire d'agriculture 1977 index anglais et espagnol PARIS La maison rustique.

PREMIERE PARTIE

CARACTÉRISATION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES

I - DÉFINITION ET DISTRIBUTION SPATIALE DE TROIS TYPES D'ORGANISATIONS SUPERFICIELLES

Dans la cuvette d'Agadez (Fig. N°3), mises à part quelques rares dunes vives (Photo N°1), les sols présentent en surface des "organisations superficielles" ayant toujours une structure pelliculaire, mais des constitutions variables. Ces organisations pelliculaires superficielles (O.P.S.) se regroupent en trois principaux types, suivant la présence ou non de différents matériaux grossiers, qui constituent un "pavage" à leur surface, et suivant l'origine et la nature des matériaux originels des sols qu'elles recouvrent (Fig. N°4).

Nous désignerons, par la suite, ces types d'organisations, sur les figures et les graphes, par les abréviations suivantes :

- REG : O.P.S. à pavage dense caillouteux, sur paléosol dérivé d'altérite de grès : ce sont les surfaces qui, dans ces régions désertiques, constituent le "reg".
- SAB : O.P.S. à pavage rare gravillonaire, sur alluvions sableuses.
- ARG : O.P.S. sans pavage, sur alluvions argileuses.

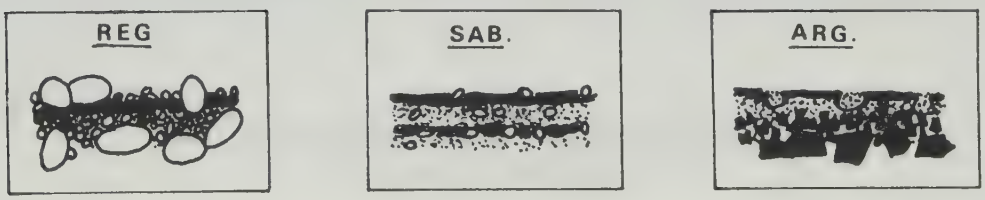


FIG. n° 4: LES TROIS PRINCIPAUX TYPES D'ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES DANS LA CUVETTE D'AGADEZ

Ces différents états de surface se distribuent de la manière suivante dans le paysage :

- sur les plateaux et les versants caillouteux, formés à partir de roches cristallines ou sédimentaires (Fig. N°2), et quelle que soit la nature géologique du substrat, s'étend le "reg", c'est-à-dire le premier type d'organisation

superficielle, à pavage dense et très grossier. Ce pavage constitué de galets de nature pétrographique variée, repose en discontinuité sur des "paléosols" sous-jacents. Il est donc allochtone pour l'origine de ses matériaux (d'HOORE, 1964; PLANHOL et ROGNON, 1970).

- dans la cuvette proprement dite, la distribution des alluvions et des deux types d'organisations superficielles qui leur sont liées, est régie par les lois générales du classement granulométrique des sédiments (HJULSTROM, 1935). On reconnaît ainsi, avec PIAS (1979), que le tri granulométrique lié à la diminution du courant, s'est opéré de l'amont vers l'aval de la cuvette (Fig. N°3), par le dépôt successif d'alluvions sableuses puis argileuses.

A cette distribution générale, s'ajoutent les effets de deux types de flux secondaires :

- ceux de débordements de lits, qui déposent des sédiments de plus en plus fins au fur et à mesure que les eaux s'éloignent de leur cours normal.

- ceux du ruissellement en nappe provenant des versants caillouteux, d'où elles exportent des particules fines.

Ainsi la distribution et la nature des organisations superficielles dans la cuvette, dépendent de leurs distances par rapport au seuil amont, au lit du Kori, et au versant caillouteux.

Des transects longitudinaux et transversaux, qui peuvent être établis d'après les données de PIAS (1979), illustrent bien le jeu de ces trois influences sur la composition granulométrique des horizons superficiels (Fig. N°5).

II - LES PROFILS PÉDOLOGIQUES CORRESPONDANT A CES TROIS TYPES D'ORGANISATION SUPERFICIELLE.

Les organisations superficielles, qui viennent d'être définies, se forment à la partie supérieure de trois types de sols, représentatifs de la région, et dont les caractéristiques principales, morphologiques et analytiques, sont les suivantes :

A) SOL DE REG, A PAVAGE DESERTIQUE, SUR PALEOSOL DERIVE DE GRES ARGILEUX.

Ce profil est composé de trois ensembles (Fig. N°6-1, et Photo. N°5) :

1) Un pavage grossier de galets, différencié lui-même en deux

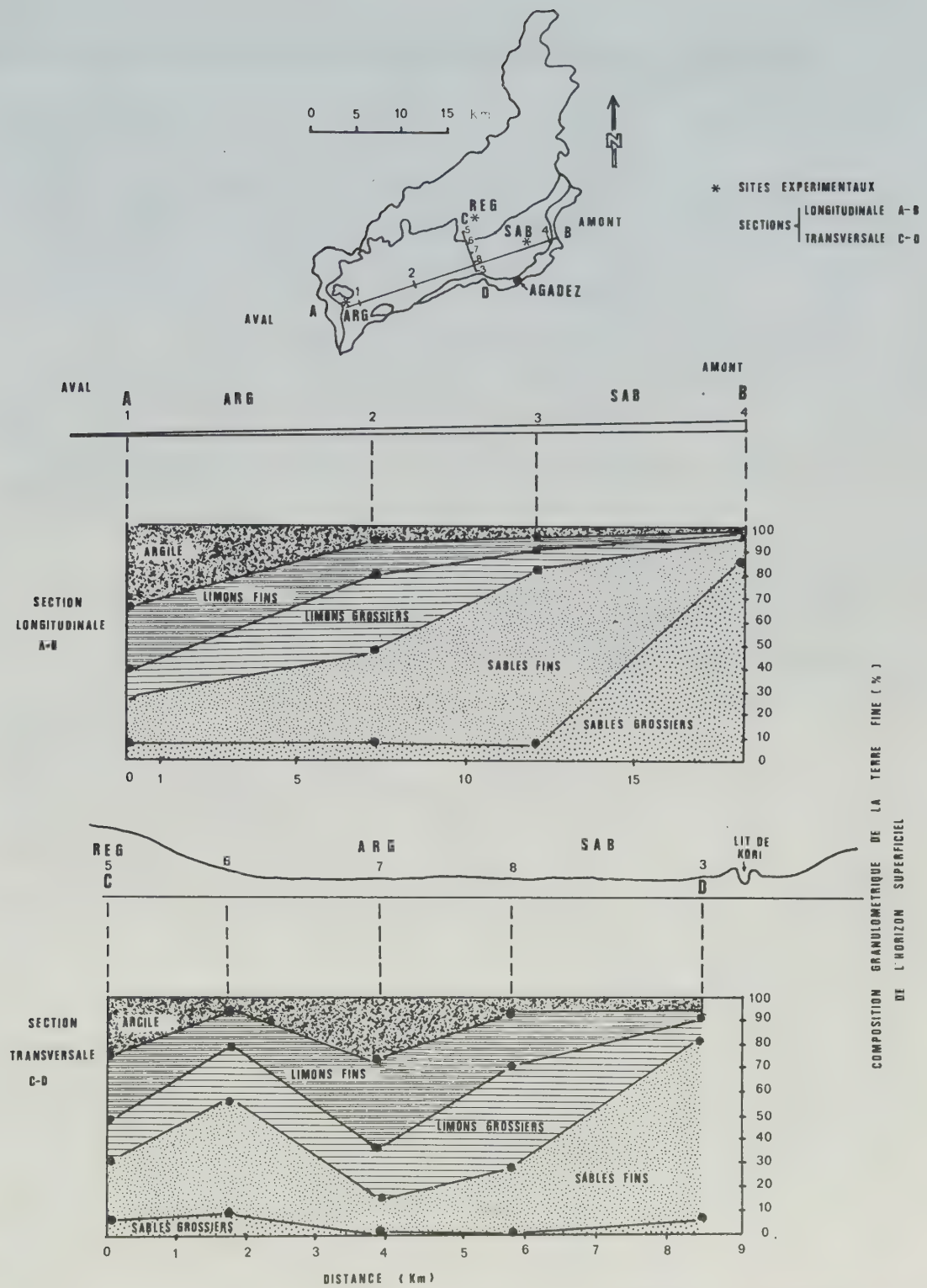


FIG. n° 5 : LA DISTRIBUTION DES TROIS TYPES D'ORGANISATIONS SUPERFICIELLES ET LES VARIATIONS LATERALES ET TRANSVERSALES DE LA COMPOSITION GRANULOMETRIQUE DES HORIZONS SUPERFICIELS. DANS LA CUVETTE D'AGADEZ

horizons :

. des galets fluviatiles à matrice limono-argileuse, associés à l'O.P.S. "REG" :

0-5 cm : couleur en sec : brun clair (7,5 YR 6/4, couleur en humide : brun vif (7,5 YR 4/6),70% en volume d'éléments grossiers (galets); 10% de pierres, 30% de cailloux, 30% de graviers; limoneux argileux, structure polyédrique très nette et fine (3 mm), très poreux à porosité vésiculaire; meuble; transition nette et ondulée.

. des galets fluviatiles à matrice sableuse :

5-20 cm : couleur en sec : rouge jaunâtre (5 YR 5/6), couleur en humide : rouge jaunâtre (5 YR 4/6), 80% en volume d'éléments grossiers : 20 % de pierres, 30% de cailloux, 30% de graviers; sableux à sables grossiers et fins, structure particulaire, peu poreux, meuble, discontinuité nette et régulière.

2) Un paléosol tronqué, différencié en deux horizons :

. Un horizon d'accumulation à structure columnaire :

20-45 cm : couleur en sec : rouge clair (2,5 YR 6/8), couleur en humide : rouge clair (2,5 YR 8/8), taches assez nombreuses, moyennes et grandes, irrégulières, contraste très net, couleur à sec : brun jaunâtre foncé (10 YR 4/6), couleur en humide : brun jaunâtre foncé (10 YR 3/6), ces taches sont plus ou moins indurées, sans éléments grossiers, sablo-argileux, structure columnaire (Photo. N°5), poreux à pores vésiculaires très fins, très cohérent, transition graduelle et ondulée.

. Une altérite tachetée à lithoreliques de grès :

45-100 cm : couleur en sec : blanc (10 YR 8/2), couleur en humide : brun très pâle (10 YR 7/3), très nombreuses taches de dimensions variables à contraste très net, irrégulières, couleur en sec : rouge clair (2,5 YR 6/8), couleur humide : rouge (2,5 YR 5/8), et couleur en sec : rouge sombre (10 R 4/4), couleur en humide : rouge sombre (10 R 3/3), ces dernières taches semblent associées à d'anciens biovides racinaires, 5% de fragments de grès de la dimension de cailloux, altérés mais peu désa-

grégés, rouge sombre à patine blanche, irréguliers et anguleux, argile sableuse, structure massive à éclats anguleux, très peu poreux, très cohérent, limite très nette et régulière.

3) Une dalle de grès argileux altéré (grès du TELOUA, de l'ère primaire, Fig. N°2) : à partir de 100 cm.

B) SOL PEU EVOLUE D'APPORT ALLUVIAL, SABLEUX.

Il est possible de distinguer également pour ce profil, trois ensembles bien distincts (Phot. N°37).

1) Une superposition d'O.P.S. à pavage rare gravillonnaire (Photo. N° 37 a et 40).

0-10 cm : couleur en sec : jaune rougeâtre (7,5 YR 7/6), couleur en humide : brun vif (7,5 YR 5/6), moins de 5% de graviers de quartz, ceux-ci constituent le "pavage", sables grossiers et fins, structure lamellaire et particulaire assurée par de nombreuses O.P.S. superposées, enterrées, poreux, meuble, transition ondulée et graduelle.

2) Des alluvions sableuses sans structure lamellaire, qui se différencient en deux horizons : (Photo. N° 37 b) :

10-40 cm : couleur en sec : jaune rougeâtre (7,5 YR 7/6), couleur en humide : brun vif (7,5 YR 5/6), sans éléments grossiers, sables fins et grossiers, structure particulaire ou polyédrique subanguleuse grossière et peu nette, poreux, meuble, transition nette et régulière.

40-55 cm : couleurs identiques aux deux horizons précédents, sans éléments grossiers, sables grossiers et fins, structure particulaire, très poreux, meuble, limite nette et régulière.

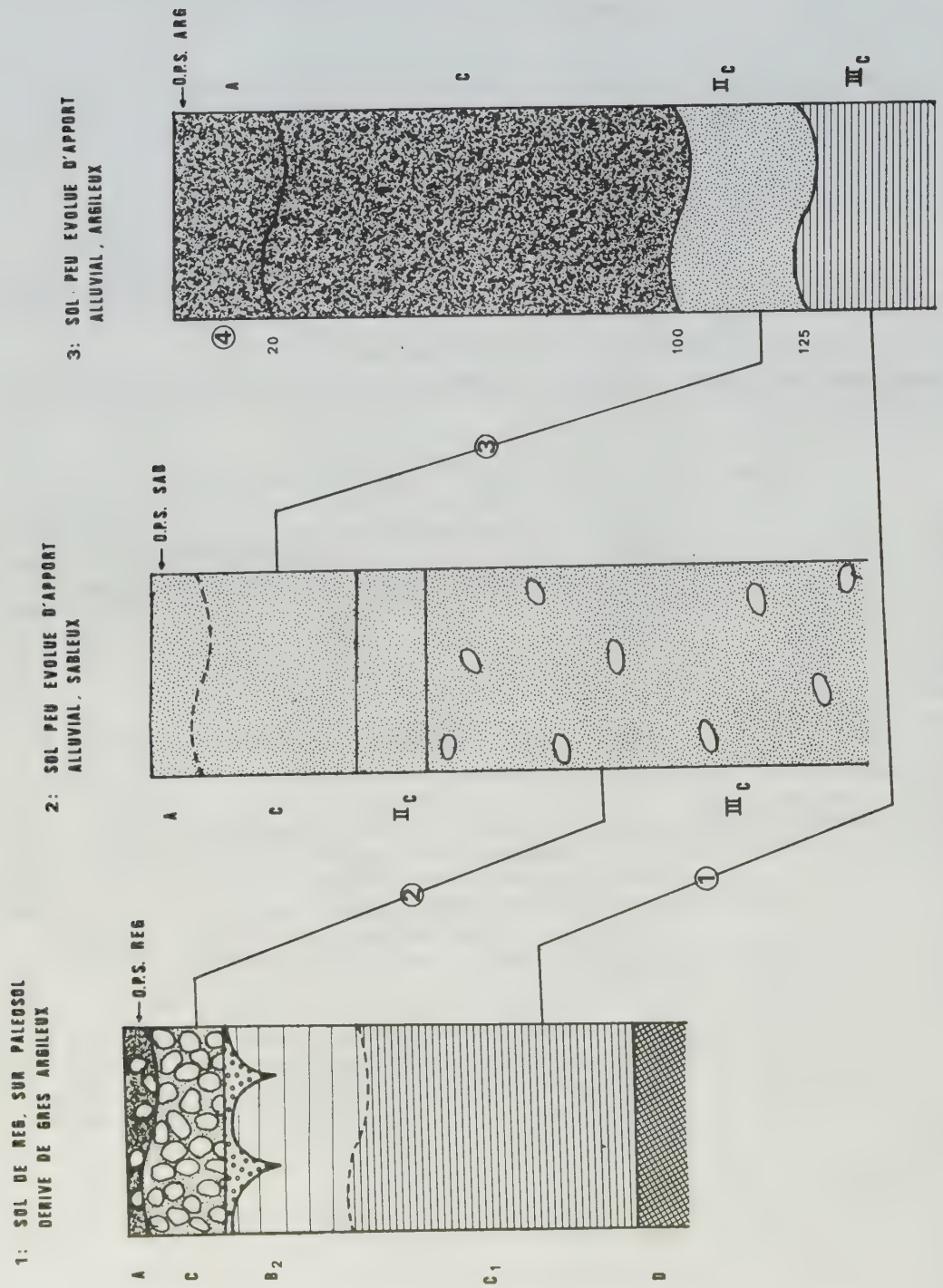


FIG. n°6 : LES PROFILS PEDOLOGIQUES DES SITES ETUDIES

3) Des alluvions sableuses à charge grossière et à structure lamellaire (Photo. N° 37 c et 38) :

55-150 cm : couleur à l'état frais : brun vif (7,5 YR 5/6), cet état d'humectation s'observe six mois après les dernières pluies, sables grossiers, 15% en volume d'éléments grossiers : galets très émoussés de quartz et de granite, graviers de quartz ferruginisés et anguleux, structure lamellaire grossière, boulant.

C) SOL PEU EVOLUE D'APPORT ALLUVIAL, ARGILEUX.

Comme pour les deux sols précédents, trois ensembles peuvent être distingués sur ce profil (Fig. N°6-3 et Photo. N°6) :

1) Des alluvions argileuses, elles-même différenciées en deux horizons :

. Une O.P.S. sans pavage, liée à un horizon à structure polyédrique :

0-20 cm : couleur en sec : brun clair (7,5 YR 6/4), couleur en humide : brun (7,5 YR 4/4), sans élément grossier, argile limoneuse, structure polyédrique très nette passant de fine à grossière du sommet vers la base, peu poreux à porosité interagrégats, peu cohérent, transition très nette et ondulée.

. Un horizon à structure massive :

20-100 cm : couleur en sec : brun clair (7,5 YR 6/4), couleur en humide : brun vif (7,5 YR 4/6), sans élément grossier , argilo-sableux, structure massive, très poreux, à porosité vésiculaire, très cohérent, transition très nette et ondulée.

2) Des alluvions sableuses :

100-125 cm : couleur en sec : jaune rougeâtre (7,5 YR 7/8), couleur en humide : brun vif (7,5 YR 4/6), sans élément grossier , sables grossiers, structure massive, peu poreux, très cohérent, transition très nette et ondulée.

3) Une altérite de grès argileux :

125 cm et au-delà : couleur en sec : rouge jaunâtre (5 YR 5/8), couleur en humide : rouge jaunâtre (5 YR 4/6), sans élément grossier , sablo-argileux, très peu poreux, très cohérent.

Les principales caractéristiques analytiques de ces profils sont les suivantes :

a - GRANULOMETRIE

L'existence d'un tri granulométrique des matériaux alluviaux est confirmée par la grande disparité que l'on observe entre les horizons, et entre les profils (Fig. N°7). Pour les deux sols peu évolués d'apport alluvial, les horizons superficiels sont les plus riches en argile.

b - NATURE MINERALOGIQUE DES ARGILES

L'analyse diffractométrique des argiles contenues dans les horizons superficiels des trois sols étudiés indique une composition minéralogique identique dans chaque cas, qui est la suivante : Montmorillonite, kaolinite, illite, traces possibles d'hématite, ("un peu d'hématite", pour le reg). Cette similitude se retrouve dans les horizons sous-jacents, si l'on se réfère aux rapports silice/alumine calculés après attaque triacide (Fig. N°8). Ces valeurs sont toutefois plus fortes pour les horizons profonds du sol sur alluvions sableuses que pour ceux des autres sols. Les très faibles teneurs en argile granulométrique de ces horizons sableux (Fig. N°7) rendent cependant difficile l'interprétation de tels résultats.

c - MATIERE ORGANIQUE

Les teneurs en matière organique n'excèdent pas 1% dans les horizons superficiels : 0,2% pour le reg, 0,1% pour le sol sur alluvions sableuses, et 0,7% pour le sol sur alluvions argileuses. Ces valeurs sont, dans les trois cas, supérieures à celles des horizons sous-jacents. Ces horizons superficiels peuvent donc être considérés comme des horizons A, y compris celui du reg.

d - COMPLEXE ABSORBANT

La capacité d'échange des différents horizons dépend étroitement de leur teneur en argile. Les compositions cationiques sont de type calcique. La saturation du complexe est assurée pour tous les horizons à l'exception des deux premiers (0-20 et 20 - 100cm) du sol sur alluvions argileuses (Tab. N°2).

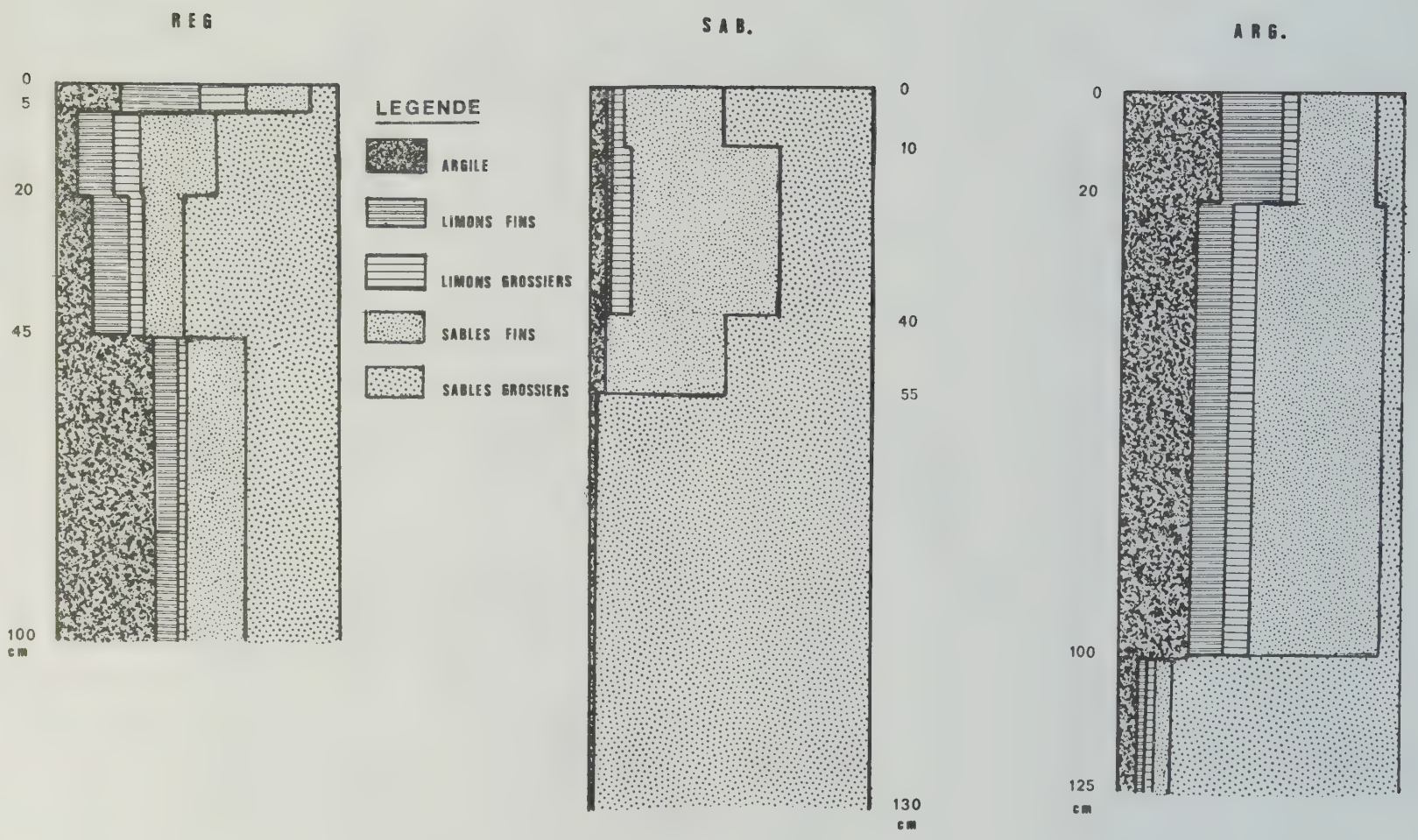


FIG. n° 7: COMPOSITION GRANULOMETRIQUE DES PROFILS ETUDIES

	REG				ALLUVIONS						
					Sableuses				Argileuses		
Horizons (cm)	0 - 5	5 -20	20-45	45-100	0-10	10-40	40-55	55-150	0-20	20-100	100 et+
Ca^{2+}	18,37	4,97	4,37	6,27	2,31	2,47	1,93	0,77	10,17	5,97	1,79
Mg^{2+}	2,32	0,48	0,44	2,00	0,60	0,50	0,30	0,12	5,60	3,00	0,80
K^{+}	1,15	0,43	0,22	0,27	0,18	0,14	0,10	0,01	0,90	0,35	0,05
Na^{+}	0,16	0,24	0,54	1,70	0,02	0,04	0,06	0,02	0,12	0,19	0,08
Somme S	22,00	6,12	5,57	10,24	3,11	3,15	2,39	0,92	16,79	9,51	2,72
Capacité d'échange T	21,58	6,23	4,14	9,54	3,15	2,99	1,83	0,74	18,03	11,11	2,75
100 S/T	Sat.	98,23	Sat.	Sat.	98,73	Sat.	Sat.	Sat.	93,12	85,60	98,91

TABLEAU n°2 : Caractéristiques du complexe absorbant des horizons analysés. (meq/100g)

La réaction des sols est proche de la neutralité, mais les variations à l'échelle d'un même profil peuvent être sensibles (Fig. N°8).

Le sol de reg se distingue nettement des deux autres, quant à son coefficient d'absorption sodique et à sa teneur en sels solubles (Fig. N°8), sans toutefois que les valeurs atteintes par ces paramètres puissent le classer parmi les sols salés. Les taux de salinité mesurés sur des extraits de pâte saturée sont très bas (0,04 et 0,09 ‰ pour les horizons superficiels des deux sols de la plaine alluviale, 0,14 pour l'horizon superficiel du reg). C'est sur l'horizon à structure columnaire du paléosol étudié que la valeur de ce paramètre est la plus forte : 0,69 ‰. Ces indices tendent à montrer que cet horizon correspondrait à l'horizon B d'un ancien sol sodique.

En dépit de l'endoréisme de cette région, une accumulation de sels ne paraît donc pas se manifester, comme il est pourtant fréquent dans ce type de milieu subdésertique (DABIN, 1969; ALPEROVITCH et DAN, 1973; etc...).

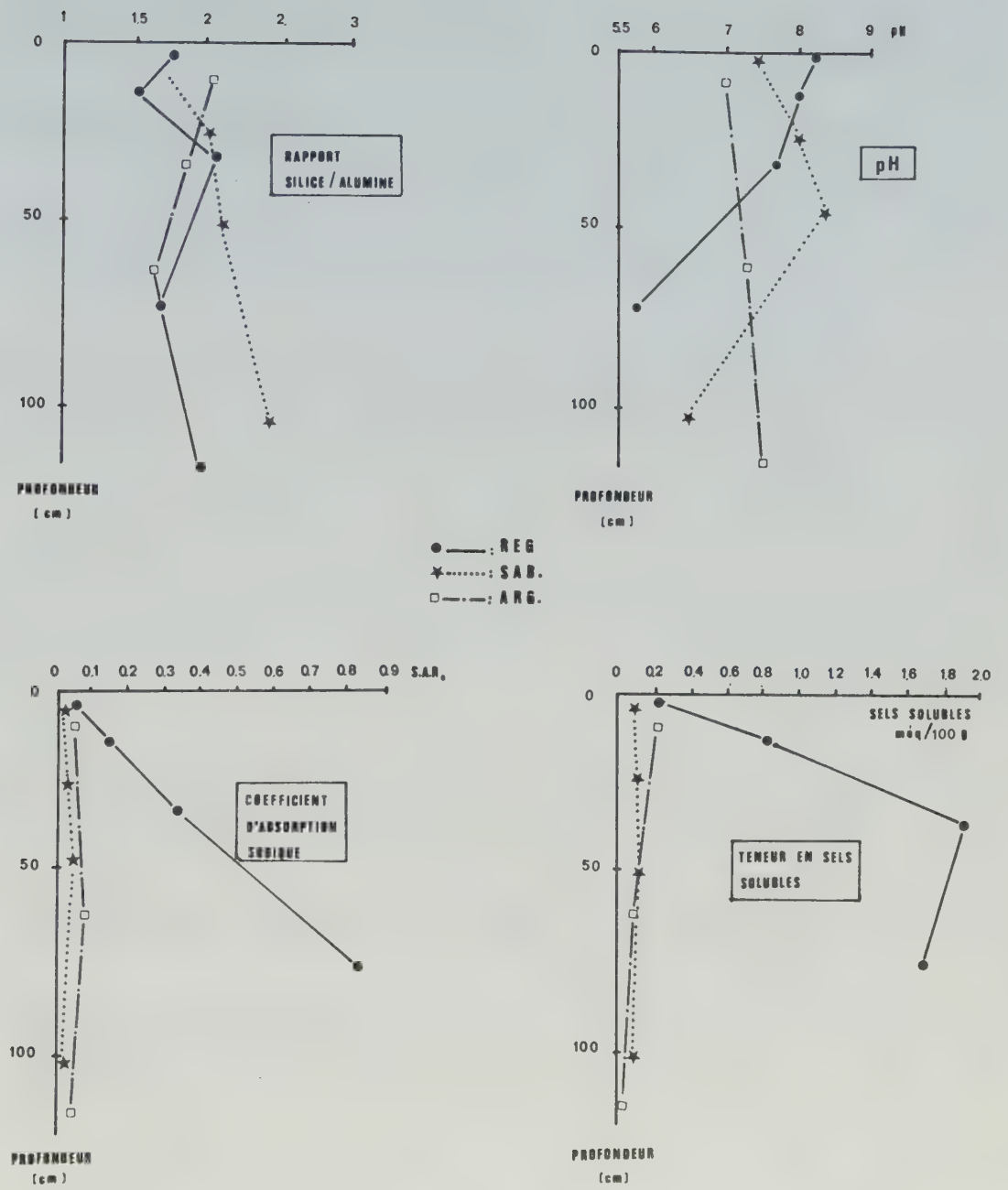


FIG. n° 8: CARACTERES ANALYTIQUES DES TROIS SOLS ETUDIÉS :
RAPPORT SILICE/ ALUMINE, pH, COEFFICIENT D'ABSORPTION SODIQUE
ET TENEUR EN SELS SOLUBLES.

En conclusion, cette caractérisation des principaux types de sols -après avoir permis de rattacher les différentes organisations pelliculaires superficielles à des profils pédologiques- fournit également deux sortes de renseignements, concernant :

- la mise en place des matériaux et leur évolution régionale. On peut en effet distinguer, notamment d'après les superpositions de matériaux représentées dans la figure N°6 :

  . **Une phase ancienne de pédogénèse**, développée à partir des formations gréseuses en place, et à laquelle correspondent les ensembles les plus profonds du paléosol et du sol sur alluvions argileuses (Fig. N°6-1).

  . **Une phase d'érosion suivie d'une succession d'apports alluviaux.** Les profils développés sur grès sont en effet tronqués par érosion et recouverts (paléosols) par des matériaux allochtones. Les premières sédimentations fluviatiles sont alors grossières (galets), et elles affectent les parties hautes (plateaux et versants), ainsi que l'amont de la cuvette (Fig. N°6 -2-). Dans les parties aval, les premiers dépôts sont constitués de sables grossiers (Fig. N°6-3-). Et dans toute la cuvette, on constate que les alluvions les plus récentes sont de plus en plus fines, ce qui correspond à une diminution générale de la compétence des courants.

  . **Une phase d'érosion en nappe**, qui -sur les versants et les plateaux- affecte ces apports alluviaux, et, en entraînant les éléments fins, provoque un enrichissement relatif en éléments grossiers. Les actions éoliennes peuvent contribuer, par vannage, à la formation de ces "pavages" d'éléments grossiers résiduels, caractéristiques des "regs". Des apports éoliens pourraient également intervenir, et rendre compte de la richesse en limons de certains horizons superficiels YAALON et DAN, 1974).

- le régime hydrique des sols. Les différences importantes dans la granulométrie des sols laissent tout d'abord supposer des comportements et des régimes hydriques variés : l'amont sableux de la cuvette devant permettre par exemple une bien meilleure infiltration de l'eau que les parties aval argileuses (PIAS, 1979).

  On peut considérer d'autre part, d'après les travaux de CERNUDA, SMITH et VINCENTE-CHANDLER (1954) et de BOULET (1966), que la fine fragmentation polyédrique de l'horizon superficiel du sol argileux, indique une humectation incomplète suivie d'une dessiccation intense.

  Par ailleurs, on aurait pu envisager d'utiliser -comme ce fut possible au Nouveau Mexique par HASSAN (1969)- les

variations verticales des teneurs en cations échangeables (Tabl. N°2) pour évaluer dans les profils les profondeurs d'infiltration et de drainage. Mais l'extrême hétérogénéité des matériaux n'autorise pas de telles évaluations.

Si la caractérisation des profils permet donc de déduire quelques indices de comportement vis à vis de l'eau, cette approche ne semble pas du tout suffisante dans ce type de milieu pour lequel précisément, comme l'ont montré de précédents travaux (COLLINET et VALENTIN, 1979), les organisations superficielles paraissent jouer un rôle déterminant dans le régime hydrique des sols.

III - LA CARACTÉRISATION DES TROIS TYPES D'ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES.

Après avoir présenté les sols, auxquels se rattachent les trois types d'organisations pelliculaires, il convient d'exposer les principales caractéristiques morphologiques de ces différenciations superficielles. Alors que pour les sols nous avons suivi un ordre topographique (de l'amont vers l'aval), et chronologique (du paléosol aux sols peu évolués), nous commencerons par l'O.P.S. sur alluvions argileuses (ARG.), qui présente l'organisation la plus simple, pour terminer par l'O.P.S. sur REG, la plus complexe.

A) L'ORGANISATION PELLICULAIRE SUPERFICIELLE SANS PAVAGE, SUR ALLUVIONS ARGILEUSES (O.P.S. "ARG").

La caractérisation des premiers millimètres de l'horizon de surface a été réalisée à différentes échelles d'observation : macroscopique (examen visuel de terrain) et microscopique (microscopies optique et électronique). Elle concerne les surfaces des deux parcelles d'étude soumises à des pluies simulées (correspondant à la hauteur pluviométrique annuelle : 150 mm; cf. 2ème partie) : l'une jouant le rôle de parcelle témoin naturelle, l'autre étant labourée manuellement sur une profondeur de 10 cm.

1 - PARCELLE NATURELLE

De nombreux auteurs ont déjà signalé l'existence d'organisations pelliculaires en zones arides ou semi-arides (AUBERT et MAIGNIEN, 1948; BOULET, 1966; BOCQUIER, 1971; ALPEROVITCH et DAN, 1973; ESCADAFAL, 1981, etc ...). Plus rares sont les études qui ont porté sur les O.P.S. des sols alluviaux de ces régions (RADWANSKY, 1968; SHARMA et AGRAWALL, 1980).

a) Caractérisation macroscopique

Sur le site que nous étudions ici, cette organisation de surface se présente macroscopiquement comme la succession de trois "microhorizons" (Fig. N°9) :

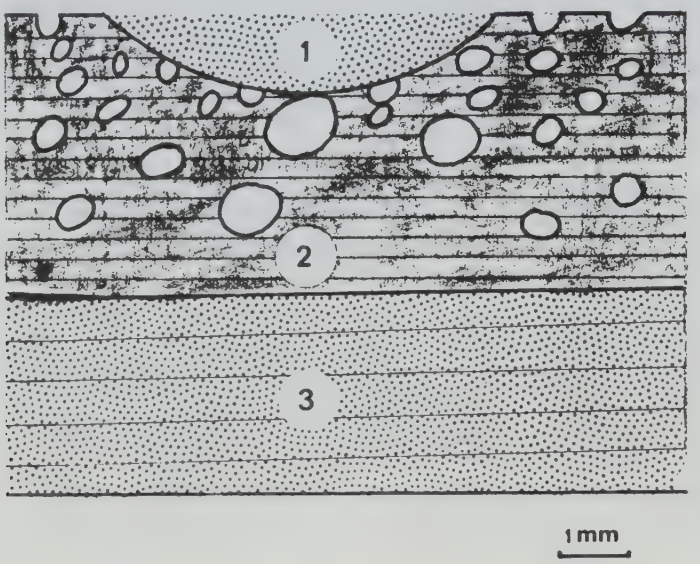


FIG. n° 9 : ORGANISATION MACROSCOPIQUE DE L'O.P.S. NATURELLE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES

1 - Un microhorizon sableux discontinu, de 1 mm environ d'épaisseur, occupant (5% de la surface couverte) les anfractuosités du micro-horizon sous-jacent auquel il adhère. Il est constitué de sables fins légèrement cimentés. La porosité apparaît à l'examen visuel comme intersticielle.

2 - Un microhorizon continu, argileux, à porosité vésiculaire. Son épaisseur est d'environ 2 mm, et le diamètre des vésicules n'excède pas 1 mm. Il adhère au microhorizon suivant.

3 - Un microhorizon continu, sableux, massif. Il est peu poreux, de texture sablo-argileuse, peu cohérent; il n'adhère pas à l'horizon suivant (premier horizon du profil pédologique).

On note immédiatement que la porosité vésiculaire se situe principalement à l'intérieur de cette organisation pelliculaire, alors que ce type de porosité est habituellement décrit à la base des "croûtes superficielles" (PALETSKAYA, LAVROV et KOGAN, 1968; MOTT, BRIDGE et ARNDT, 1979).

La principale modification macroscopique déterminée par les pluies sur ce type d'O.P.S. est l'apparition de fentes de retrait de 0,5 à 1,5 mm de large, profondes de 4 à 5 mm. Elles délimitent des surfaces polygonales de 3 à 7 cm de côté.

b) Caractérisation microscopique

La **microscopie optique**, peu utilisée jusqu'à présent pour l'étude de ces formations de surface -si ce n'est par EVANS et BUOL (1968), PAGLIAI et LAMARGA (1979), pour les états naturels, et par JONGERIUS (1970), BISHAY et STOOPS (1975) et BLIC (1979), pour les horizons labourés- permet de préciser les relations que les constituants présentent entre eux, d'un point de vue structural (arrangement) et parfois d'un point de vue chronologique (ordre relatif de mise en place des constituants).

Sur les lames minces réalisées dans ces O.P.S., on identifie facilement les trois microhorizons décrits précédemment (Fig. N°9), et l'on précise les caractères suivants :

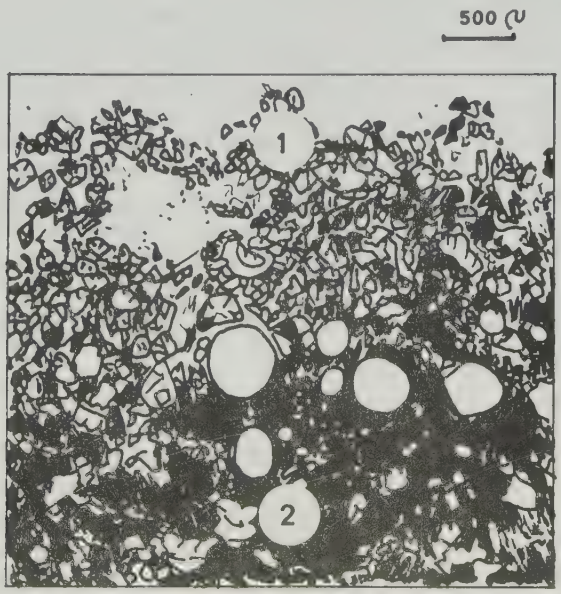


FIG. n°10 ORGANISATION MICROSCOPIQUE DES DEUX PREMIERS MICRO - HORIZONS DE L'O.P.S. NATURELLE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES

(d'après photo. n°15)

1 - Microhorizon sableux discontinu (Photo. N°15), Fig. N°10) : le squelette essentiellement quartzeux, est à dominance de sables fins (50%) avec 20% de limons grossiers et 15% de sables grossiers. Le plasma argilo-limoneux a une structure de type squelsépique (BREWER, 1964), c'est-à-dire qu'il présente des séparations plasmiques (exprimant des contraintes) orientées parallèlement à la surface des grains du squelette.

L'assemblage -qui concerne donc principalement le squelette quartzeux est de type intertextique (BREWER, 1964) ou monochitonic (STOOPS et JONGERIUS, 1975), c'est-à-dire que les ponts reliant les grains de squelette grossiers sont ici principalement constitués de squelette fin (BOCQUIER, 1974).

La porosité est essentiellement constituée par des vides d'entassement. On note également quelques vésicules (diamètre inférieur à 500 µ), ouvertes en surface (Photo. N°15).

2 - Microhorizon continu, argilo-limoneux, à porosité vésiculaire (Photo. N°15, Fig. N°10). Le plasma argilo-limoneux est ici largement dominant (65%). Il n'est pas orienté (isotique à argilasépique), du fait de la présence de limons (BREWER et HALDANE, 1957). Le squelette quartzeux est principalement représenté (30%) par des sables fins, et à 5% seulement par des sables grossiers.

L'assemblage du plasma et du squelette devient ici de type porphyrosquelique,c'est-à-dire que les grains de quartz sont noyés dans le plasma argilo-limoneux. Ce fond matriciel présente deux types de pores vésiculaires : de grandes vésicules (450 µ), sphériques, parfois ouvertes, disposées parallèlement à la surface, et des vésicules plus petites (150 µ), plus ovoïdes, sous-jacentes aux premières.

3 - Microhorizon continu, sableux, massif : le squelette quartzeux redevient ici dominant (20% de sables de 400 µ, 40% de 150 µ, 15% de 50 µ). Les grains les plus grossiers (1,5 mm) se localisent à la base de ce microhorizon, où ils favorisent -en augmentant également la porosité- la séparation de l'ensemble de ces trois microhorizons avec le premier horizon du profil. Le plasma argilo-limoneux (20%), à dominante argilasépique, est localement orienté autour du squelette (squelsépique) ou des vides (vosépique).

L'assemblage du plasma et du squelette varie d'intertextique à agglomeroplasmique. Les vides, de dimensions importantes (3 à 4 mm), sont principalement des chenaux d'origine biologique. Ils se localisent au sommet de ce microhorizon. La porosité est ailleurs constituée de vides d'entassement.

L'étude de lames minces d'O.P.S. prélevées après les pluies permet de mettre en évidence les variations majeures suivantes :

- Le microhorizon sableux devient continu et s'épaissit (600 µ en amont de la parcelle, 300 µ en aval). La porosité est surtout intersticielle; elle est également constituée de quelques vésicules petites (100 µ).

- Le microhorizon argilo-limoneux se réduit : son épaisseur qui variait avant les pluies de 0,75 à 2,00 mm, n'est plus que de 0,3 à 0,5 mm. La porosité est toujours vésiculaire.

- Le microhorizon sableux continu ne semble pas avoir subi de transformation notable .

Il apparaît d'emblée que les principaux caractères microscopiques des deux microhorizons superficiels, et notamment leur épaisseur, sont liés à la pluie. L'extension du microhorizon sableux superficiel, qui s'opère simultanément à la diminution d'épaisseur du microhorizon argilo-limoneux sous-jacent, semble indiquer un lien génétique entre ces deux formations qu'il convient de préciser. L'étude expérimentale de la formation de ces O.P.S. tentera de fournir des données, qui permettront d'aborder ce problème avec plus de précision (cf. 3ème partie).

Les deux microhorizons, dont l'épaisseur dépend d'un phénomène extérieur (la pluie), contiennent des vésicules. Le microhorizon sous-jacent, dont les caractéristiques microscopiques paraissent constantes, est nettement plus poreux. Afin de préciser la distribution de cette porosité, nous en avons réalisé une étude quantitative, qui sera présentée dans la seconde partie.

En microscopie électronique à balayage, nous avons étudié des échantillons prélevés après les pluies. Une partie du microhorizon sableux superficiel a disparu lors des manipulations. C'est donc le plus souvent le sommet du deuxième microhorizon qui est observable. Les porosités vésiculaires se présentent alors comme des "cratères miniatures" (PALESTKAYA, LAVROV et KOGAN, 1958), prenant l'aspect de méta-vides : les parois de ces pores n'apparaissent pas lisses aux grossissements utilisés, mais irrégulières.

Un réseau de micro-organismes filamenteux, disposés horizontalement, semble constituer un treillis susceptible de renforcer la cohésion de ce microhorizon argilo-limoneux (Photo. N°16 et 17). Alors que le rôle joué par ce type de micro-organismes sur la stabilisation des agrégats est bien établi (HARRIS, CHESTERS, ALLEN, 1966), leur action sur l'évolution des O.P.S. est plus controversée : pour FLETCHER et MARTIN (1948) ils amélioreraient leur infiltrabilité, tandis que pour LOOPE et GIFFORD (1972) leurs effets seraient minimes sur les caractéristiques chimiques, la perméabilité et l'érodibilité de ces organisations superficielles. Compte-tenu de leur présence très discrète au sein du

microhorizon continu argilo-limoneux, nous adoptons cet avis, tout en considérant que ces micro-organismes filamenteux sont susceptibles de stabiliser, très localement des particules fines (argile ou limon fins) (Photo. N°17). Cette action semble davantage due à l'adhérence aux mucilages, qu'à un effet physique d'emballage (ASPIRAS et al., 1971).

Ce type d'organisation pelliculaire superficielle constituée de la succession d'un microhorizon plus ou moins continu, sableux et faiblement cimenté sus-jacent à un microhorizon continu argileux, ou argilo-limoneux est très fréquente dans les zones subdésertiques (BOULET, 1966). On l'observe également très souvent en zone sahélienne : aussi bien en Haute-Volta (VALENTIN, 1981 a), qu'au Mali (LEPRUN, 1978 et 1979), ou au Sénégal (VALENTIN,1981 c).

2 - PARCELLE LABOUREE

a) Caractérisation macroscopique

Une série de clichés (Planche N°2, Photo. N°7 à 14) permet tout d'abord de suivre macroscopiquement l'évolution des aspects de la surface labourée, au cours de plusieurs pluies :

- Avant les pluies. Le labour a détruit l'O.P.S. décrite précédemment et a mis en surface des mottes de petite taille. La plupart d'entre elles (Photo. N° 4 et 6) sont des agrégats provenant du premier horizon du profil. (Nous utiliserons par la suite le terme d'agrégats pour désigner ces mottes qui sont toutes très cohérentes). Leur taille se répartit en trois grandes classes (Photo. N° 7, 18 et 21) : les agrégats grossiers (5-6 cm) couvrent 25% de la surface, les agrégats moyens (2-3 cm), 60%, et les petits agrégats (0,5-2 cm), 15% de la surface. Une poudre argilo-limoneuse colmate en partie les vides interagrégats à une profondeur de 3 cm.

- Première pluie. Dès les premières gouttes de pluies, les agrégats donnent l'impression de subir simultanément un gonflement et une "fonte". Leur surface devient pâteuse, (Photo. N° 22, 7 minutes après le début de la pluie d'intensité 60 mm/h, photo. N°8 à 10 minutes). Des "micro-coulées boueuses" comblent progressivement la macro-porosité inter-agrégat. Les premières flaques d'eau apparaissent (Photo. N°9 -A- , 17 minutes après le début de la pluie) et le ruissellement commence. A la fin de cette première séquence pluvieuse (définie comme l'ensemble des pluies qui tombent le même jour), moins du tiers des agrégats émergent encore de la surface glacée. Des micro-agrégats très cohérents tapissent le fond des micro-dépressions où l'écoulement est ralenti (Fig. N°10 -B-).

- Deuxième séquence pluvieuse . Au cours de la première dessiccation, deux types de fentes sont apparues : petites (largeur : 1 mm, profondeur : 2 cm, côté des polygones : 5-8 cm), et grandes (largeur : 5 mm, profondeur : 2 cm, côté des polygones : 30-40 cm). Ces fentes sont presque toutes refermées cinq minutes après le début de la pluie (Photo. N°11- alors que des flaques se sont déjà formées (Photo. N° 11 -C-).

  Après cette seconde séquence pluvieuse, le nombre d'agrégats émergents s'est sensiblement maintenu, mais leur volume a diminué.

- Troisième séquence pluvieuse. L'évolution est beaucoup plus lente que lors de la première pluie, et la surface est peu modifiée par rapport à la fin de la deuxième séquence pluvieuse (Photo. N°12) : les agrégats émergents très émoussés, ne couvrent plus que 15% de la surface (Photo. N°13). Contrairement à la première pluie, il n'y a plus d'accumulation importante de micro-agrégats dans les zones de ralentissement du ruissellement (Photo. N° 10 et 13). Au cours de la dessiccation, un réseau de fentes (largeur : 1-4 mm, côté des polygones : 3-15 cm) s'installe sur la parcelle (Photo. N°14). L'état de surface est considérablement modifié à la fin des pluies par rapport à la surface labourée (Photo. N° 7 et 14, Photo. N°21).

  En coupe, (Photo. N°30), on peut également suivre macroscopiquement l'évolution des agrégats émergents (Photo. N°29). Ceux-ci conservent leur structure -quoique émoussée - dans leur partie sommitale qui reste exondée. Leur base, qui subit une désagrégation, ne se discerne plus de l'O.P.S. épaisse de 5 mm.

  La taille de ces agrégats diminue peu au cours des pluies : elle passe de 5-6 cm à 4-5 cm. Ces agrégats grossiers sont les seuls à subsister après les pluies; leur partie émergée a mieux résisté à l'action de l'eau que leur partie enterrée. Sous l'O.P.S., la structure des agrégats ainsi que la macro-porosité interagrégats initiale se sont maintenues sans modification importante ; ils sont légèrement plus émoussés qu'avant les pluies (Photo. N°30).

b) Caractérisation microscopique

Plusieurs séries de prélèvements ont été réalisés dans le but d'étudier les variations de ces organisations superficielles, aussi bien dans le temps que dans l'espace : avant les pluies (Photo. N°19), à 13 minutes (Photo. N°23), à 20 minutes (Photo. N°25), à 30 et 40 minutes après le début de la première pluie (Photo. N°27), avant la deuxième séquence pluvieuse (ces prélèvements ont eu lieu sur l'anneau de garde de la parcelle), et une

fois les simulations de pluies achevées sur différents points de la parcelle : agrégats exondés, micro-dépressions, axes de ruissellement etc... (par exemple, Photos N° 14 - E, F, G -, 31, 32 et 36).

Notons que la réalisation des lames minces d'O.P.S. pose un certain nombre de problèmes techniques :

. Le plus souvent, peu épaisses, ces O.P.S. sont fragiles. Or il est nécessaire de les transporter jusqu'au laboratoire pour l'imprégnation lente, et celà dans des conditions parfois difficiles (pistes...). Dans ce cas précis les échantillons qui devaient être imprégnés ou soumis à l'examen de microscopie électronique, ont été conservés dans du coton. Cette technique assure une protection satisfaisante. Elle présente toutefois le défaut d'apporter des modifications au microhorizon superficiel. De nombreux grains de squelette peuvent en effet rester emprisonnés par les fibres du coton. Cet inconvénient est surtout sensible pour les échantillons soumis à la microscopie électronique où les microhorizons superficiels sableux ont ainsi le plus souvent disparu. Il est moins marqué pour les lames minces, puisque l'imprégnation a lieu sur les échantillons encore contenus dans leur emballage. Cette difficulté peut être contournée par l'utilisation de produits qui ont la particularité d'indurer l'échantillon, et donc de le rendre moins fragile, tout en étant solubles dans la résine d'imprégnation. Il est ainsi possible d'imprégner rapidement in situ des échantillons fragiles à l'aide de nitro-cellulose (DHIR et al., 1974) ou d'acétate de cellulose (LEPRUN, 1979; VALENTIN, 1981 c). Ce procédé exclue cependant l'observation ultérieure de l'échantillon en microscopie électronique.

. Se pose également le problème de la conservation de la structure et de la porosité des échantillons prélevés à l'état humide. Dans le cas de nos essais, ceux-ci ont été préalablement désséchés avant l'imprégnation. Une technique semble plus conservatrice : elle consiste à dessècher l'échantillon à très basse température (- 158° C) à l'aide de Fréon 12 (CCl_2F_2) et d'azote liquide (JONGERIUS et HEINTZERBERGER, 1975). L'azote liquide a également été utilisé par CHEN et al., (1980). Ce procédé, intéressant, ne peut être envisagé qu'au laboratoire. Sur nos échantillons, il est donc difficile de distinguer la part des modifications structurales qui est due à l'action de l'eau de celle qui est consécutive à la dessiccation. Nous considérons cependant que les échantillons ont subi les même transformations lors du dessèchement et que les différences observées sont à attribuer à l'action de l'eau.

Les principales observations en microscopie optique, obtenues par l'analyse systématique de nombreuses lames minces peuvent se résumer comme suit :

- Avant les pluies :

Les agrégats épandus en surface par le labour ont une organisation microscopique caractérisée par la présence (Fig. N°11, Photo. N°19) :

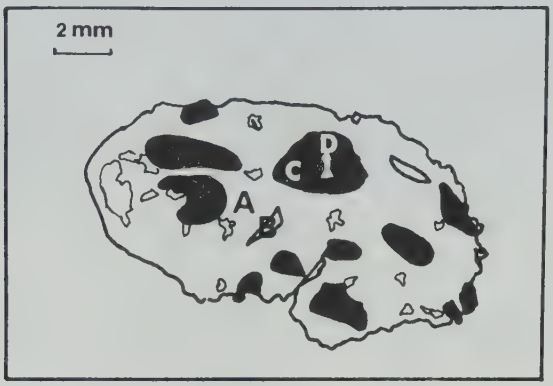


FIG. n° 11 : COUPE D'AGRÉGAT AVANT LES PLUIES - d'après photo. n° 19

A : FOND MATRICIEL A POROSITÉ REDUITE (B). C : MICRO-AGRÉGAT ARGILEUX A POROSITÉ TRES RÉDUITE (D).

. d'un fond matriciel, qui en constitue sensiblement 70%. Il est composé d'un squelette à sables quartzeux, où dominent les grains de petite taille (50-115 µ), et d'un plasma argilo-limoneux isotique. L'assemblage est porphyrosquelique. La porosité très réduite (20%) est assurée par quelques vides planaires (fissures) et quelques alvéoles.

. de micro-agrégats, qui correspondent à des papules, c'est-à-dire à des fragments d'anciens traits pédologiques, et à des micro-peds argileux. Ils sont inclus dans le fond matriciel, ont des formes diverses, et une taille de 1 à 3 mm. Ils sont dépourvus de squelette. Le plasma argileux est isotique. La porosité, très réduite, se limite à de très rares fissures au sein des micro-agrégats les plus grossiers.

- Pendant et après les pluies :

Deux grands types d'organisation apparaissent :

. Desorganisations de départ de matériaux et de transfert vertical : Elles s'observent principalement sur les lames qui correspondent au début de la première pluie (Photo. N° 23, 25 et 27), puis se localisent surtout dans les zones amont et à la base des agrégats émergeants (Photo. N° 31 - E, F-). La surface de ces agrégats présente des traces de cassures conchoïdales (Photo . N° 32 -I-, 33 -I-). Les micro-agrégats se fragmentent et peuvent être entrainés en profondeur (Photo. N° 23, 24, 26, 28; Fig. N°12) sans que leur structure plasmique se trouve affectée; leur porosité tend cependant à devenir vésicu ire (Photo. N°27 - L -). Le fond matriciel subit des transformations plus sensibles, dont l'intensité ne dépend pas de la proximité de la surface, mais de celle du niveau de base de l'écoulement (Photo. N° 31 - E -). Le squelette prend une orientation souvent rubanée, parallèle à la surface des agrégats, principalement selon une direction sub-verticale (Photo. N° 25 - H -, Fig. N°12). Le plasma du fond matriciel se raréfie, entraînant ainsi un enrichissement en squelette, qui prend un aspect lavé (Photo. N° 25 - H -, 26 - J -, 28 - O -). En début de pluie, le fond matriciel reste en place au sein des agrégats, puis s'oriente progressivement verticalement, tout en s'éclaircissant progressivement (Photo. N° 24, 26, 28). Il est ainsi possible de distinguer les zones à fond matriciel conservé (sombres, et à faible porosité), et celles à fond matriciel modifié (claires, et prédominance de grains de squelette lavés). Ces transferts verticaux provoquent le colmatage de la macro-porosité inter-agrégats (Photo. N° 23, 24, 26 et 28).

. Des organisations de transfert latéral et de dépôts : Elles sont prédominantes sur les lames qui correspondent aux prélèvements opérés à la fin des pluies, dans les micro-dépressions (Photo. N° 14 - F - et 36), et dans les zones aval de la parcelle. Elles se caractérisent essentiellement par l'existence d'organisations litées, parallèles à la surface et très denses. Leur composition granulomètrique varie considérablement : elles peuvent être constituées de grains hétérométriques de squelette, de concentration de plasma, ou de micro-agrégats argileux (Photo. N°36).

Notons que ces dépôts laminaires recouvrent un microhorizon, dont le fond matriciel et les micro-agrégats argileux ont subi les mêmes transformations, que celles décrites précédemment pour les zones de transfert vertical (Photo. N°36 - B et C -). Le microhorizon sous-

jacent semble, par contre, avoir conservé l'organisation initiale des agrégats (Photo. N° 19, 20 et 36 - A -).

En microscopie électronique à balayage, c'est-à-dire avec une vision en trois dimensions (Photo. N° 34 et 35), on distingue aisément les traces de cassures conchoïdales (Photo. N°34-I -) observées précédemment sur lames minces (Photo. N°31, 32 et 33 - I -). Elles semblent alors correspondre à des impacts, qui auraient criblé la partie sommitale de l'agrégat. Un matériau essentiellement argilo-limoneux et orienté dans le sens de la "micro-pente" couvre la partie inférieure et la base des "micro-versants" de l'agrégat (Photo. N°34 et 35). On discerne ainsi aisément sur la photo. N°34 (comme sur les photo. N° 31 et 32) la partie de l'agrégat qui est restée exondée. La porosité très réduite des dépôts lités, déjà observée en microscopie optique (Photo. N°31 et 32 - C -, 36 - E à I -) apparaît également très limitée aux plus forts grossissements (Photo. N°35).

Ces différentes observations mettent en évidence la constitution rapide de deux principaux types d'organisation, qui se distribuent logiquement aussi bien dans le temps que dans l'espace (Fig. N°12). On distingue en effet :

. Une O.P.S. de désagrégation constituée du fond matriciel transformé, décrit précédemment. Elle se situe à l'amont de la parcelle et à la base des "micro-profils" de la zone aval.

. Une O.P.S. de dépôts, qui présente une structure litée, très peu poreuse, qui se trouve principalement en surface de la zone aval et des micro-dépressions de la parcelle.

Ces deux types d'organisation se succèdent donc en un même point dans le temps. L'examen attentif d'un "micro-profil" (Photo. N°36) ne permet de reconstituer l'histoire de sa formation (et donc de la parcelle) qu'en associant ces observations aux données expérimentales (cf. 3ème partie). Il est possible néanmoins de dégager déjà quelques remarques :

- le maintien en surface des agrégats les plus grossiers a été signalé par divers auteurs en des circonstances analogues (ROSE, 1961; MOLDENHAUER et KEMPER, 1969).

- l'apparition de fentes de retrait (Photo. N°14) semble liée à la présence des smectites (TESSIER, 1980). Leur quantification opto-électronique (GUIDI, PAGLIAI et PETRUZELLI, 1978) aurait permis de suivre l'évolution de ces fentes avec plus de précision. Il semble cependant que leur densité soit liée au type d'O.P.S. : elle diminue des organisations de désagrégation, où elles sont nombreuses, jusqu'à celles de dépôts (Photo. N°14).

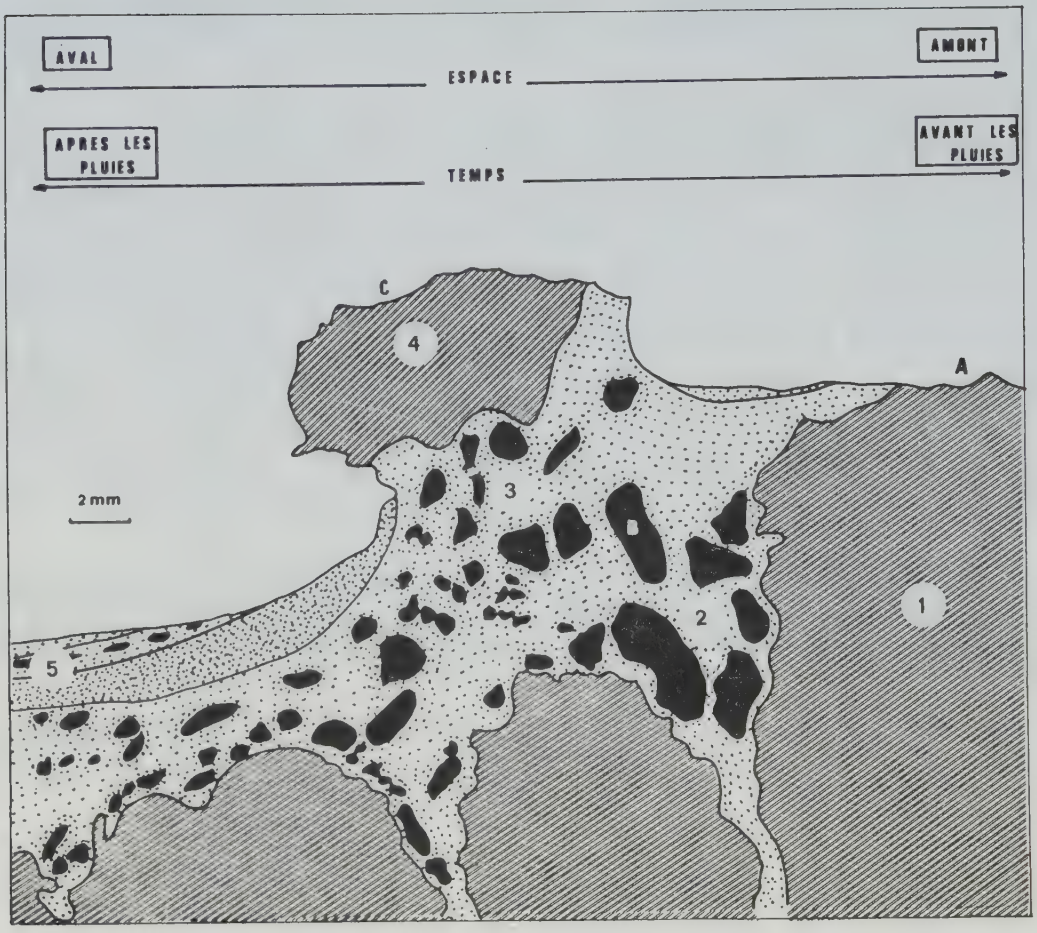


FIG n° 12: DISTRIBUTION DANS L'ESPACE ET DANS LE TEMPS DES O.P.S. DE LA PARCELLE LABOURÉE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES

1 : Agrégat en début de pluie, constitué d'un fond matriciel sombre et de micro-agrégats argileux. Des cassures conchoïdales s'observent en surface (A).

2 : Quelques minutes après le début de la pluie on assiste à une nette différenciation des micro-agrégats argileux (B), qui se fragmentent, tandis que le fond matriciel s'éclaircit. Ces deux types de matériaux colmatent les vides inter-agrégats.

3 : La base des agrégats -située sous le niveau de base de l'écoulement- voit son fond matriciel se modifier (comme en 2, il s'agit d'une O.P.S. de désagrégation).

4 : La partie exondée des agrégats subit peu de modifications à l'exception de cassures conchoïdales (C).

5 : En aval, et à la fin des pluies, on distingue de bas en haut : une structure conservée, une O.P.S. de désagrégation et une O.P.S. de dépôt, constituées de plusieurs microhorizons.

B) L'ORGANISATION PELLICULAIRE SUPERFICIELLE A PAVAGE RARE GRAVILLONNAIRE SUR ALLUVIONS SABLEUSES.

Comme pour le site précédent, les caractérisations morphologiques ont été menées à plusieurs échelles, sur les parcelles naturelle et labourée.

1 - PARCELLE NATURELLE

a) Caractérisation macroscopique

Située en amont de la cuvette (Fig. N°3), à 200 mètres du bourrelet de berge du lit principal du kori Teloua, la surface décrite ici se caractérise verticalement par la succession des microhorizons suivants (Fig. N°13) :

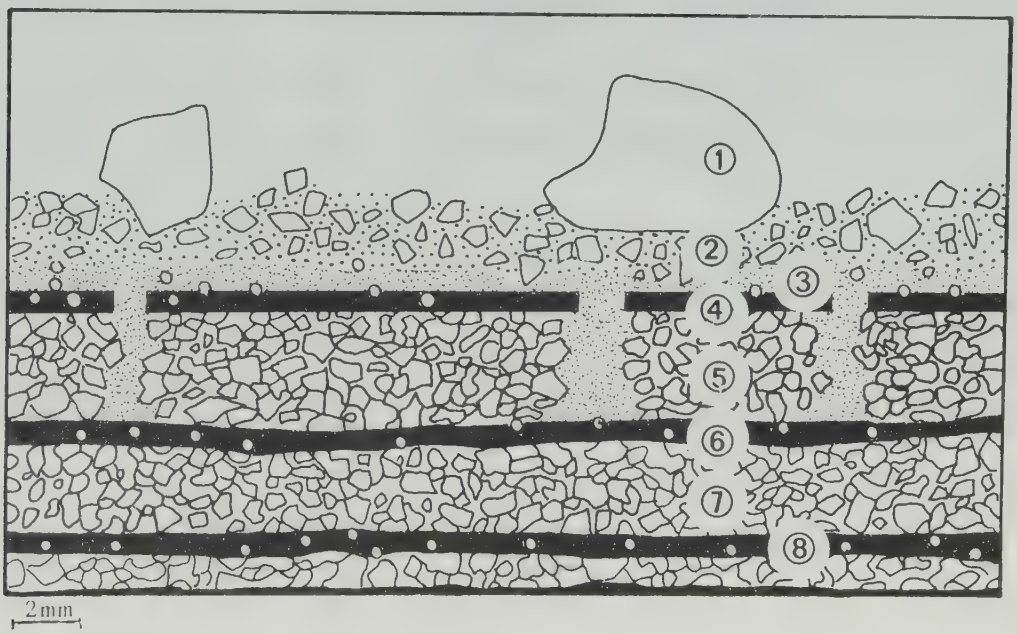


FIG. n° 13:

ORGANISATION MACROSCOPIQUE DE L'O.P.S. NATURELLE SUR ALLUVIONS SABLEUSES

1 - Un pavage discontinu et gravillonaire (Photo. N°39 - G -) constitué de graviers de quartz légèrement ferruginisés, présentant des arêtes anguleuses ou conchoïdales. Ils couvrent moins de 10% de la surface.

2 - Un microhorizon continu, à sables grossiers déliés (0-2mm).

3 - Un microhorizon continu, à sables fins cimentés (2-3mm) : couleur en sec : jaune rougeâtre (7,5 YR 7/6), couleur en humide : brun vif (7,5 YR 5/6). La porosité est vésiculaire (Photo. N°39 - H -).

4 - Un microhorizon discontinu, à porosité vésiculaire, argileux (3,0-3,5 mm) (Photo. N°39 - I - et 40 - J -). Ce microhorizon est absent sur des surfaces de tailles et de formes variées, le plus souvent polygonales. Couleur en sec : rose (7,5 YR 7/4) couleur en humide : brun vif (7,5 YR 4/6). Ce microhorizon couvre 65% de la surface, il est très peu poreux et adhère au microhorizon sous-jacent.

5 - Un microhorizon discontinu, à sables grossiers légèrement cimentés (3,5-6,5 mm) (Photo. N° 39 - I -). Il est discontinu sur les mêmes surfaces que le microhorizon précédent et présente une porosité réduite.

6 - Un microhorizon continu, argileux, à porosité vésiculaire (6,5-7,0 mm). Les vésicules représentent 20% du volume (leur diamètre est d'environ 0,5 mm). Ce microhorizon, cohérent, adhère au suivant.

7 - Un microhorizon continu à sables grossiers légèrement cimentés (7-10 mm).

8 - Un microhorizon continu argileux, à porosité vésiculaire (Photo. N°40 - K -) surmontant une succession épaisse de 10 cm de microhorizons (5-7). Cette organisation confère à l'horizon superficiel du profil une structure lamellaire (Photo. N°37 - A - et 40).

Bien qu'également pelliculaire, cette organisation diffère donc considérablement de celle du site sur alluvions argileuses :

- par la présence d'un pavage rare gravillonnaire superficiel.

- par la succession d'organisations identiques au sein du premier horizon du profil.

Les pluies ne provoquent pas de modification importante de cette O.P.S.. On observe cependant un début de migration superficielle des sables grossiers (1) qui se répartissent sur des zones déblayées et des zones d'apport. Le premier microhorizon argileux (4) est continu après les pluies.

b) Caractérisation microscopique

La microscopie optique permet de préciser quelques caractères des microhorizons décrits précédemment. (Les photo. N°43, 44, et 45 correspondent à des échantillons prélevés après les pluies).

. Le microhorizon continu, à sables fins cimentés (N° 3 : Fig. N°14), décrit visuellement avant les pluies (Photo. N° 39 H) est constitué essentiellement de squelette quartzeux. Le plasma argileux, très peu abondant, assure la cohésion entre les grains. Les vides peu nombreux (A) sont ou bien d'anciennes vésicules tassées et alignées horizontalement, ou bien un artefact. L'assemblage est de type intertextique (BREWER, 1964), c'est-à-dire que les ponts reliant les grains du squelette sont constitués principalement de plasma.

. Le microhorizon continu, argileux à porosité vésiculaire (N° 4 : Fig. N° 14 et photo. N° 43 - A -, 44, 4 et 45 A). Il est constitué essentiellement de plasma argileux isotique, et contient moins de 15% de squelette (sables fins quartzeux). La porosité, de type vésiculaire (B) (diamètre inférieur à 500 µ) se localise principalement au sommet de ce microhorizon. L'assemblage est porphyrosquelique : les grains de squelette sont inclus dans la masse plasmique. De discontinu avant les pluies, ce microhorizon devient continu après celles-ci.

. Le microhorizon continu, à sables grossiers légèrement cimentés (Photo. N°44 - 5). Il est, en fait, constitué d'au moins deux sous-microhorizons :

- un microhorizon continu, à sables fins cimentés (N° 5 -a-, Fig. N°14), dont les caractères micromorphologiques sont voisins de ceux du microhorizon N°3.

- un microhorizon continu, à sables grossiers faiblement cimentés, (N° 5 -b- : Fig. N°14) constitué presque exclusivement de squelette quartzeux. Le plasma argileux qui représente moins de 5% est squelsépique. La porosité est assurée par des vides d'entassement (la fente, visible sur la photo N°44 - C - est un artefact). L'assemblage, qui concerne donc principalement le squelette est de type granulaire.

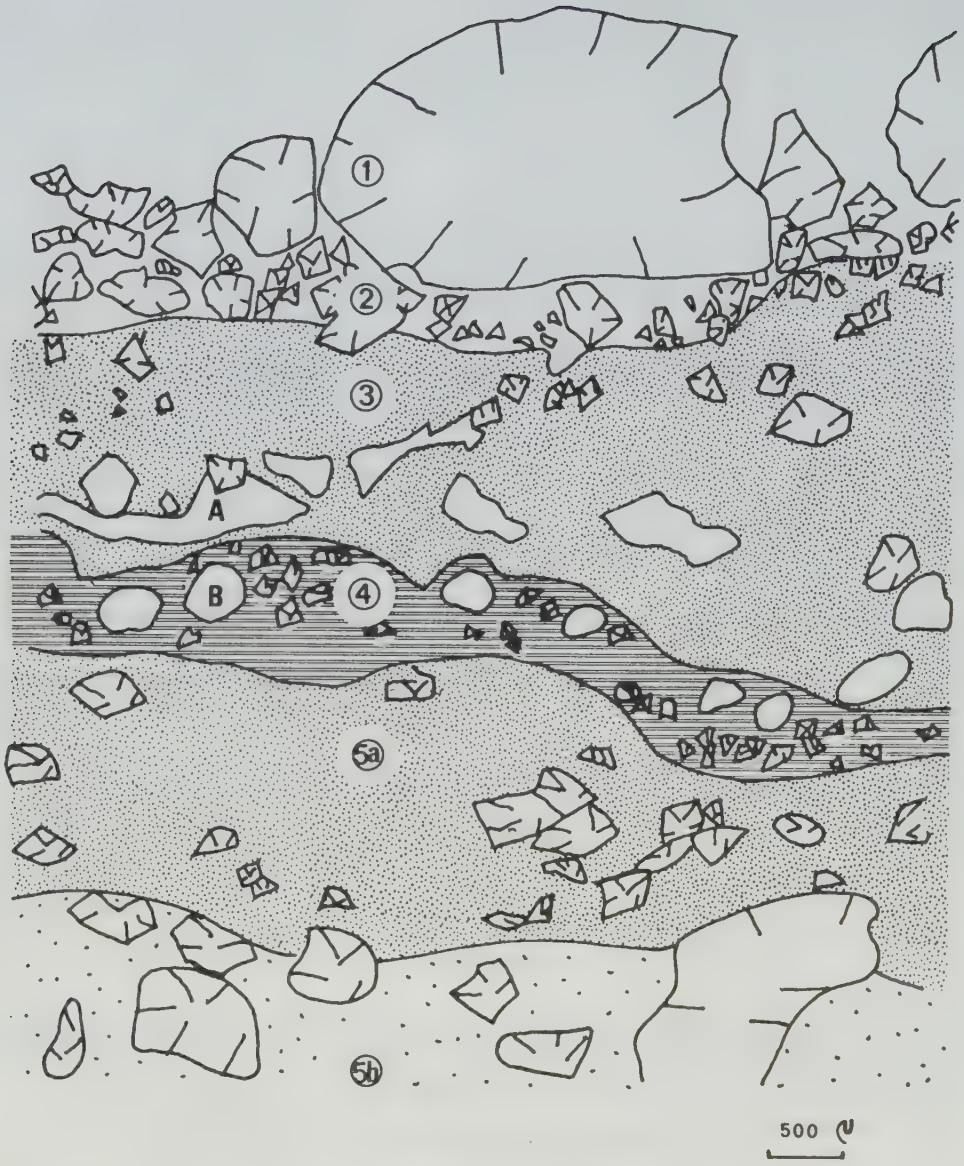


FIG. n° 14 :

ORGANISATION MICROSCOPIQUE DE L'O.P.S. NATURELLE SUR ALLUVIONS SABLEUSES

(d'après la photo, n° 44)

On remarque que ce type d'organisation microscopique se retrouve en profondeur (Photo. N°37Cet 38). La photo. N°46 fait en effet apparaître la succession suivante :

. **un microhorizon argileux**, qui contient quelques grains de squelette (sables fins)

. **un microhorizon sableux**, presque totalement dépourvu de plasma.

Une organisation voisine de celle observée en surface (microhorizons N°4-5) se retrouve donc en profondeur (à 80 cm sur la Photo. N°38 - e -).

En microscopie électronique, et en coupe (Photo. N°47), les constituants du microhorizon argileux (Fig. N°13 - 4 -, Photo. 45 - A -) ne paraissent pas orientés dans une direction particulière. Le microhorizon sus-jacent, sableux, a presque entièrement disparu de l'échantillon (à cause des manipulations et du mode d'emballage). On remarque néanmoins, la faible teneur en éléments fins (très peu de limons notamment) de ce microhorizon. La porosité d'assemblage y est réduite (le diamètre des pores ne semble pas excéder quelques dizaines de microns). On vérifie également que le microhorizon argileux présente une porosité encore plus faible.

2 - PARCELLE LABOUREE

a) Caractérisation macroscopique

- Avant les pluies : le labour manuel, opéré sur 10 cm, a disloqué l'O.P.S. décrite précédemment, ainsi que la structure lamellaire du premier horizon du profil pédologique. Il a apporté en surface des éléments structuraux, polyédriques et fragiles d'environ 15 mm, qui couvrent 40% de la surface. Le protocole expérimental prévoit sur chaque parcelle labourée un ratissage qui a pour but d'aplanir la parcelle et d'orienter favorablement le ruissellement (Photo. N°41).

- Après les pluies : outre la disparition rapide des éléments structuraux, on remarque la succession suivante : (Photo. N°42)

. **un pavage discontinu gravillonaire**, dont les caractères sont voisins de ceux de la parcelle naturelle (comparer les photo. N°42 - I - et 40 - J -).

. **un microhorizon continu, à sables grossiers déliés** (0-2 mm).

. **un microhorizon argileux discontinu, fragile** (2-3 mm). En examen visuel, son organisation est voisine de celle du microhorizon naturel correspondant (Photo. N°42 et 40). On ne discerne pas de porosité vésiculaire. Ce microhorizon adhère peu au microhorizon suivant.

. un horizon à structure conservée et à porosité réduite. Contrairement à l'horizon (Ap) du site sur alluvions argileuses qui conserve au cours des pluies une macroporosité, celui-ci ne présente qu'une porosité intergranulaire réduite (Photo. N°42 - m -).

b) Caractérisation microscopique

La **microscopie optique** permet d'apporter quelques précisions à la description précédente, concernant :

. Le microhorizon argilo-sableux discontinu : ce microhorizon qui semble macroscopiquement argileux contient en fait 35% de sables fins quartzeux (qui confère à l'ensemble sa fragilité). L'arrangement entre le plasma isotique et le squelette est de type porphyrosquelique, les grains étant insérés dans la masse plasmique. On distingue quelques petites vésicules (diamètre inférieur à 500 µ).

. L'horizon Ap : le plasma constitue moins de 10% de l'ensemble. Il est squelsépique (orienté à la périphérie des grains de squelette). Ce microhorizon contient des papules : il s'agit de fragments de microhorizons argileux disloqués par le labour. On observe également des coiffes : un matériau d'épaisseur inférieure à 500 µ, constitué de 50% de plasma et 50% de sables fins quartzeux, à assemblage intertextique recouvre la partie sommitale des éléments grossiers. La porosité, très réduite jusqu'à une profondeur de 6mm, est constituée de vides d'entassement.

En **microscopie électronique** et en coupe, les sables du microhorizon superficiel semblent posés sur le microhorizon argilo-sableux (Photo. N°50 - F -). Seuls les premiers microns superficiels de ce microhorizon apparaissent orientés parallèlement à la surface (Photo. N°50 - G -). Cette organisation est associée à une porosité très réduite (diamètre de pores de l'ordre du micron).

L'observation de vésicules, en coupe verticale (Photo. N°48 - D -) montre que leur paroi n'est pas lisse, et qu'il s'agit donc de métavides (BREWER, 1964). Au fort grossissement, on constate que ce type de porosité affecte également le microhorizon sableux sus-jacent (Photo. N°49 - H -). L'examen des parois (I) et du fond (J) semble indiquer une orientation horizontale des particules (argile et sables fins). En coupe, certaines vésicules (Photo. N°51 - L -), qui viennent en butée contre des sables grossiers (K), sont de forme ovoïde et semblent avoir subi, ainsi, des contraintes verticales postérieures à leur formation.

3 - CONCLUSION

L'examen visuel a fait apparaître une **convergence de structure** entre l'O.P.S. naturelle (Photo. N°40 - I -), les organisations laminaires observées en profondeur (Photo. N°37 - C -, 38 - E -), et l'O.P.S. de la parcelle labourée après les pluies (Photo. N°42). Cette similitude est confirmée par l'étude micromorphologique (Photo. N°44, 45, pour l'O.P.S. naturelle, 46, pour les traits laminaires profonds). On constate, en effet, dans les trois cas une ségrégation entre le squelette, prédominant dans des microhorizons sableux, et le plasma, qui se concentre en microhorizon argileux, ou argilo-sableux.

Sans envisager maintenant les mécanismes, qui interviennent lors de la formation de ces organisations (cf. 3ème partie), on est néanmoins conduit à écarter immédiatement les deux hypothèses suivantes :

1) La présence de microhorizons argileux en profondeur ne peut pas être attribuée à des apports éoliens de particules fines suivis de leur lessivage, comme cela a été décrit sur certaines dunes (KARMELI, YAALON et RAVINA, 1968). En effet, dans ce cas, la répartition du plasma serait plus diffuse à l'intérieur du profil

2) Ce type d'organisation pelliculaire ne correspond pas non plus à une alternance des conditions d'alluvionnement (Forte compétence du courant : dépôts de particules grossières; faible compétence : dépôts de particules fines). Ce site se trouve en effet à proximité du seuil amont, et l'ensemble des alluvions de cette zone est essentiellement constitué de particules grossières (89,8% de sables pour l'horizon superficiel). De plus, une telle action ne permettrait pas d'interpréter la différenciation survenue sous les pluies, sur la parcelle labourée.

On est ainsi conduit aux trois conclusions suivantes :

1) Nous avons montré, au début de cette première partie, que ce profil sableux résultait d'apports alluviaux successifs. La compétence du courant réalise un tri des particules transportées, et chaque dépôt quelque soit sa dimension- correspond par conséquent à une ségrégation entre des particules de différentes tailles. Nous avons vu par exemple, que les dépôts les plus récents (les plus superficiels) sont plus riches en particules fines, du fait de la diminution générale de la compétence des crues. Ces différents niveaux sédimentaires se caractérisent ainsi par des micro-organisations laminaires, définies comme des sédireliques (BREWER, 1964), puisqu'il s'agit de micro-dépôts enfouis, conservant des caractères granulométriques et structuraux d'origine sédimentaire.

2) Outre cette ségrégation, propre aux sols alluviaux peu évolués, la comparaison des O.P.S. sur parcelles naturelles ou labourée, et après les pluies (Photo. N°40 - 42), tend à montrer

que ce type d'organisation peut ainsi être consécutif aux pluies. En effet le matériau initial, après le labour, est constitué principalement de sables, associés à une faible teneur en plasma. Cette composition granulométrique est très probablement proche de celle des particules déposées par les crues en ce point de la cuvette. Or, il suffit de 150 mm de pluie, pour qu'une ségrégation granulométrique débute, et permette -in situ- la différenciation de la surface en plusieurs microhorizons à granulométrie distincte.

Ainsi, s'ajoute à un tri originel opéré lors du transport et du dépôt alluvial (caractère sédimentaire), une différenciation ultérieure, in situ, sous l'effet des pluies (caractère pédologique). Les traits laminaires enfouis dans le profil présentent donc des caractères de sédireliques et également de pédoreliques (BREWER, 1964). Ils peuvent ainsi représenter d'anciennes surfaces "fossilisées" enfouies sous des apports ultérieurs.

3) Enfin, l'existence de telles microstructures, héritées de dépôts sédimentaires et soumis à des différenciations ultérieures (liée aux pluies), nécessite des conditions de conservation particulières. Elle implique, en effet, que la pédogénèse actuelle ne les affecte pas, et notamment que l'action de la pédofaune demeure particulièrement réduite. De plus, ces traits laminaires conservés indiquent que les phénomènes d'apports alluviaux l'emportent sur ceux d'ablation par érosion, dans cette partie amont de la cuvette d'Agadez.

C) L'ORGANISATION PELLICULAIRE SUPERFICIELLE A PAVAGE DENSE CAILLOUTEUX SUR PALEOSOL.

1 - PARCELLE NATURELLE

a) Caractérisation macroscopique

Des trois types de surface étudiés, le reg présente sans conteste l'organisation la plus complexe. Il se caractérise en effet par la succession des matériaux suivants : (Fig. N°15)

1 - Un pavage dense d'éléments grossiers, dans lequel on distingue :

1a : Des galets disposés au dessus des cailloux sous-jacents : leur forme et leur nature sont diverses (Photo. N°52). Ces galets, de 5 à 10 cm, généralement arrondis et aplatis, sont revêtus, sur l'ensemble de leur surface d'une patine sombre ("patine désertique"). Ils couvrent près de 10% de la surface.

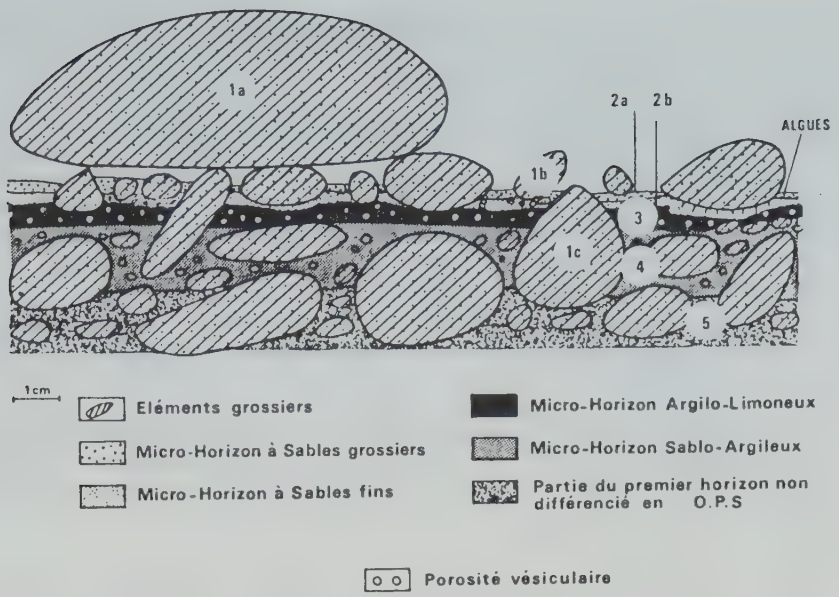


FIG. 15 : O.P.S. A PAVAGE DENSE CAILLOUTEUX SUR PALÉOSOL

1b : Un pavage dense de petits cailloux. Disposés eux-mêmes sur le sable sous-jacent, (ou implantés au plus de 5 mm), ces éléments grossiers de 0,5 à 5 cm, de forme et de nature diverse couvrent environ 80% de la surface. Ils peuvent être extraits facilement : ils n'adhèrent pas au microhorizon sableux suivant.

1c : Des galets implantés sur au moins la moitié de leur hauteur dans les microhorizons suivants. (taille de 2 à 10 cm , surface couverte : 10%). Ils ne présentent une patine noire que sur leur partie aérienne, et ils adhèrent fortement aux microhorizons suivants, dans lesquels ils sont enchassés (enlevés à la main, ils conservent une "collerette" constituée de fragments de ces microhorizons : cf. Fig. N°16). A la base de certains de ces cailloux se sont développées des algues (Fig. N°15).

2 - Un microhorizon à sables fins (Photo. N° 54 - A -), au sein duquel on peut distinguer :

2a : Un sous-microhorizon continu à sables fins déliés (0-2 mm). Couleur en sec : rose (7,5 YR 7/4), couleur en humide : brun vif (7,5 YR 4/4) boulant, il n'adhère pas au matériau suivant.

2b : Un sous-microhorizon discontinu à sables fins légèrement cimentés et à porosité vésiculaire (Photo. N° 54 - B -, épaisseur : de 1 à 2 mm). Il se localise sous les petits cailloux légèrement implantés (1 - b), et à la périphérie des galets (1 - c). Les couleurs sont les mêmes que pour le sous-microhorizon précédent. Légèrement pris en masse, ce matériau offre une porosité principalement vésiculaire : ce type

de pores occupent 70% du volume (diamètre inférieur à 2 mm). Ce matériau adhère au microhorizon suivant.

3 - Un microhorizon continu argilo-limoneux à porosité vésiculaire (4-8 mm) (Photo. N°54 - C -). Couleur en sec : brun rougeâtre (5 YR 5/4) couleur en humide: rouge jaunâtre (5 YR 4/6), fentes très fines, structures à tendance polyédrique fine, porosité vésiculaire marquée (les vésicules constituent 75% du volume-diamètre compris entre 1 et 2 mm). Les vésicules les plus grandes se trouvent en contact avec les galets implantés (1 c). Ce microhorizon adhère au suivant.

4 - Un microhorizon continu argilo-sableux à porosité vésiculaire (8-16 mm). La structure est massive. La porosité est constituée de fentes fines et petites vésicules (diamètre inférieur à 1 mm, volume occupé : 30%).

5 - La partie sommitale du premier horizon pédologique (cf. description au début de la première partie).

Les pluies n'apportent pas de modifications notables à cette organisation.

b) caractérisation microscopique

La microscopie optique permet de préciser quelques caractères des microhorizons suivants (Fig. N° 16) :

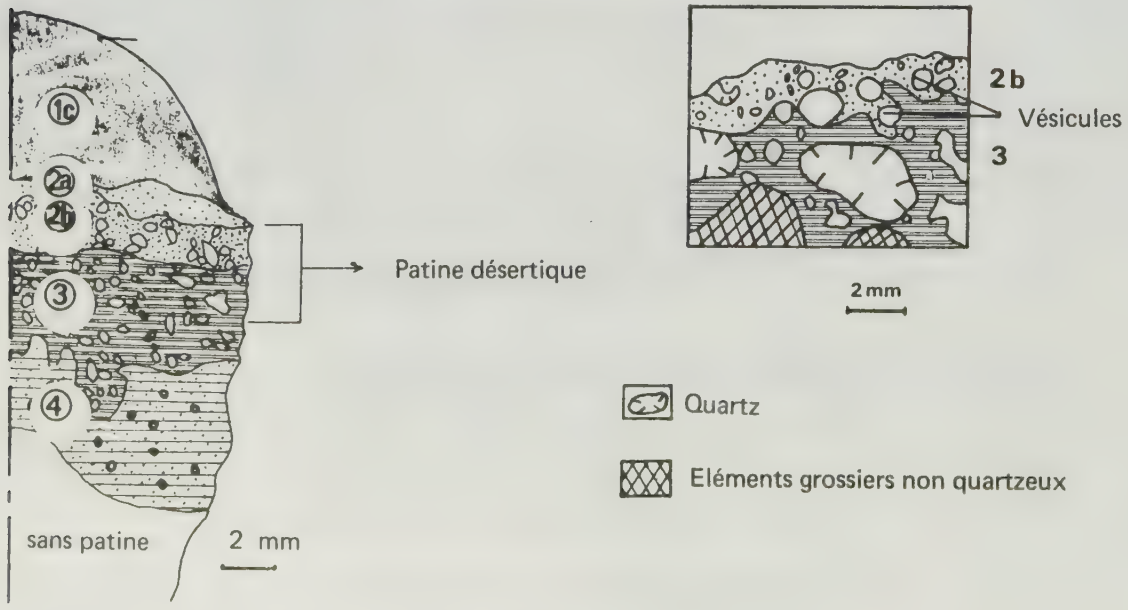


FIG. 16 : ORGANISATION MICROSCOPIQUE DE L'O.P.S. NATURELLE SUR REG
(d'après la photo n 55)

2-b - Le microhorizon discontinu à sables fins légèrement cimentés et à porosité vésiculaire (Photo. N°55 - B -) : le squelette, très largement prédominant est constitué de sables quartzeux fins, et de moins de 10% de sables grossiers. Les ponts qui relient les grains de squelette grossiers sont assurés par des sables fins (Assemblage mono-chinonic- STOOPS et JONGERIUS, 1975). Les vésicules peuvent se développer, de part et d'autre de la limite avec le microhorizon sous-jacent.

3 - Le microhorizon continu argilo-limoneux à porosité vésiculaire (Photo. N°55 - C -). Le plasma argilo-limoneux s'oriente, sur une épaisseur très réduite (moins de 30 µ), en périphérie des grains de squelette (plasma squelsépique). Le squelette est constitué de moins de 20% de sables fins et grossiers inclus dans la matrice plasmique (arrangement porphyrosquelique). On discerne également des "fantômes" d'éléments grossiers, dont il ne reste que la marque en creux de leur emplacement.(Ces graviers ont pu quitter l'échantillon (de taille très réduite) à la suite du transport et de manipulations). La porosité vésiculaire paraît se localiser principalement dans la partie sommitale du micro-horizon. Ailleurs, les pores sont surtout de type planaire (fentes).

Comme pour les sites précédents, cette O.P.S. présente des différenciations, qui correspondent à une ségrégation granulométrique entre microhorizon à prédominance squelettique et microhorizon à prédominance plasmique.

2 - PARCELLE LABOUREE

a) Caractérisation macroscopique

Le labour manuel, réalisé sur une profondeur de 10 cm (cf. Fig. N°7 - REG) accroît la teneur en sables grossiers des matériaux superficiels. Il augmente également la proportion de galets (De type 1 a - Fig. N°15, Photo. N°52 et 53): ainsi 20% des éléments grossiers superficiels appartiennent à la classe supérieure à 5 cm, et ils couvrent plus de 70% de la surface.

Les modifications structurales apportées par les pluies sont limitées. Elles se réduisent en effet à la formation en surface d'un microhorizon discontinu sablo-argileux (0-10 mm), qui se localise principalement à la périphérie des cailloux partiellement implantés. Il est absent, par contre, dans les micro-dépressions comblées par des éléments grossiers de petite taille, de même qu'aux endroits couverts de galets déposés en surface. Ce microhorizon se

distingue de l'horizon Ap sous-jacent par une cohésion légèrement plus élevée. On n'observe pas -ou très peu- de vésicules (Photo. N°56 - D - et 57 - D -). La macroporosité inter-agrégats, engendrée par le labour, subsiste après les pluies (Photo. N°57 - G -).

b) Caractérisation microscopique

En microscopie électronique à balayage (M.E.B.), les matériaux superficiels du microhorizon sablo-argileux décrit précédemment apparaissent hétérométriques et sans orientation bien définie. On distingue des grains de squelette (Photo. N°58 F et 59 F), et des fragments d'agrégats à prédominance plasmique, dont la structure semble avoir été peu modifiée par les pluies. (Ces petites unités structurales -polyédriques émoussées- sont visibles également à l'oeil nu (Photo. N°57 - D -). Ces deux types de constituants sont disjoints, et confèrent ainsi une porosité intersticielle à l'ensemble.

3 - CONCLUSION

Sur la parcelle naturelle, on observe, comme pour les autres sites, des différenciations en microhorizons, de nature granulométrique distincts. Le microhorizon continu, argilo-limoneux à porosité vésiculaire a une épaisseur plus proche de celle du microhorizon à concentration de plasma sur alluvions argileuses que sur alluvions sableuses. Il faut y voir très probablement l'effet de la composition granulométrique de l'horizon superficiel de ces sites : la terre fine des cinq premiers centimètres (Fig. N°7), est plus riche en argile et en limon, que les horizons sous-jacents.

Alors que les éléments grossiers correspondent à un apport alluvial peu à peu débarassé de ses particules fines par érosion hydrique et vannage éolien, l'horizon superficiel argilo-limoneux pourrait résulter d'apports éoliens, postérieurs aux dépôts alluviaux grossiers. Un tel enrichissement à caractère "loessique" est en effet fréquemment observé dans les régions désertiques (YAALON, DAN et DAGAN, 1974). Le fait que seule est patinée la partie des éléments grossiers actuellement exposée à l'air, indique cependant que cette surface est depuis lontemps stabilisée.

La porosité vésiculaire qui se développe sous les éléments grossiers des regs a attiré l'attention de plusieurs auteurs (SPRINGER, 1958; BUOL, 1965; EVENARI, YAALON et GUTTERMAN, 1974). Pour VOLK et GEYGER, (1970) ce type d'"aéropédoturbation" (HOLE, 1961) serait l'une des causes de l'absence de végétation en région désertique.

Contrairement aux autres sites étudiés, l'organisation superficielle de la surface labourée après les pluies ne présente que peu de points communs avec l'O.P.S. naturelle. Il convient de rappeler que dans le cas du reg, le labour a pour effet non

seulement de détruire l'O.P.S. naturelle et de bouleverser la structure, mais également de modifier la composition granulométrique de l'horizon superficiel, (ce qui ne se produit pas, pour les autres sites). La comparaison de l'évolution au cours des pluies des états de surfaces, naturelle et labourée, est par conséquent mal aisée.

IV - CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

A) COMPARAISON DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES.

Malgré des différences très importantes de composition granulométrique des apports alluviaux (qui varient des matériaux les plus grossiers : reg, aux plus fins : site sur alluvions argileuses), l'étude morphologique des O.P.S. des trois sites fait apparaître une convergence de structure. En effet, sur les trois sols étudiés, s'est opérée une ségrégation du squelette et du plasma, qui conduit à la différenciation en deux types majeurs de microhorizons :

- Les microhorizons constitués essentiellement de squelette, dont les grains peuvent être déliés ou légèrement cimentés, et qui recouvrent les matériaux suivants.
- Les microhorizons à dominance plasmique, pauvres en squelette, à assemblage porphyrosquelique, cohérents et à porosité réduite.

En dépit des différences de composition granulométrique de ces deux types de microhorizons, la porosité est fréquemment vésiculaire.

Ces deux caractères communs (succession des deux microhorizons précédents, porosité vésiculaire) s'accompagnent de quelques différences concernant la continuité, l'épaisseur, la cohésion, et la vitesse de reconstitution de ces O.P.S.. La taille des éléments du pavage superficiel semble moins déterminante envers ces paramètres que la composition granulométrique du premier horizon pédologique. Ainsi, malgré la forte charge en éléments grossiers du reg, l'O.P.S. à pavage dense caillouteux, sur paléosol, est plus épaisse que celle dépourvue de pavage sur alluvions argileuses. Dans ce cas, ce serait l'existence d'apports éoliens argilo-limoneux en surface qui prévaudrait sur l'effet du pavage dense caillouteux. On remarquera également que l'épaisseur des microhorizons à dominance plasmique est d'autant plus grande que la teneur en éléments fins de l'horizon superficiel est élevée.

B) RELATIONS ENTRE LES O.P.S. ET LES SOLS.

Pour la plupart des sols, la pédogénèse s'effectue aux dépens de la roche mère, dont subsistent des reliques ("lithoreliques") au sein du profil. C'est le cas, par exemple, du paléosol développé sur grès argileux. Pour certains sols alluviaux, le processus de formation peut être inverse : en effet le matériau pédologique ne provient pas de l'altération de la roche sous-jacente et donc de la profondeur, mais d'apports superficiels : les dépôts les plus récents, et donc les moins évolués, occupant le sommet du profil. Lors de l'étude de ces sols, les traits pédologiques que l'on observe ne sont donc pas hérités de la roche sous-jacente, mais des apports alluviaux successifs. Ce sont des sédireliques. Ces matériaux peuvent subir néanmoins une évolution ultérieure (vannage éolien, érosion hydrique, etc...) et présenter des traces d'évolution de type pédologique, qui constituent alors des pédoreliques.

Ainsi, sur alluvions sableuses on observe, au sein du profil, d'anciennes surfaces qui correspondent à des apports ayant subi une évolution superficielle sous l'effet des pluies (cf. évolution de la parcelle labourée), et recouvertes ultérieurement par les apports alluviaux suivants. Malgré la forte perméabilité supposée (PIAS, 1979) de ce sol, l'action de la pédofaune et des processus pédogénétiques est suffisamment limitée pour permettre le maintien de tels traits hérités au sein du profil. D'une manière générale, la différenciation pédogénétique dans les matériaux sableux parait limitée : GAVAUD (1968) a ainsi montré que ces matériaux demeurent peu sensibles, même dans les régions plus arrosées (Sud du NIGER).

Sur alluvions argileuses, l'action de la pédofaune, active dans l'horizon superficiel, et la formation d'éléments structuraux polyédriques, effacent les traits hérités d'anciennes surfaces. Les processus pédogénétiques actuels affectent par conséquent l'horizon superficiel, en dépit d'une infiltrabilité probablement limitée. De fait, les horizons sous-jacents ne conservent pas de structures continues héritées d'anciennes surfaces. On observe cependant, au sein des agrégats des fragments hérités d'O.P.S., qui sont des papules.

L'organisation de surface du pavage désertique (reg), est complexe. Elle conserve en effet l'héritage d'apports alluviaux (galets, microhorizon sablo-argileux (Fig. 15, 6, 4 et 5), et vraisemblablement d'apports éoliens (horizon argilo-limoneux), tout en présentant les caractéristiques d'O.P.S. résultant d'évolution ultérieure (ségrégation squelette-plasma, porosité vésiculaire). Seuls les premiers centimètres doivent conserver une humidité sporadique (présence d'algues à la face inférieure des éléments grossiers). La localisation de la patine des galets à leur partie exposée à l'air souligne la stabilité de cette surface, où les processus actuels se limitent très probablement à la ségrégation superficielle des particules de tailles différentes, et à l'aéropédoturbation (Formation d'une porosité vésiculaire).

C) INTERETS ET LIMITES DE LA CARACTERISATION DES O.P.S.

Nous venons de montrer que la caractérisation des O.P.S. permet d'apporter des données intéressantes concernant le comportement et l'évolution superficielles de sols subdésertiques. Il apparaît dès maintenant que les organisations superficielles méritent d'être étudiées avec précision lors de l'analyse morphologique d'un profil : elles fournissent en effet des données sur l'évolution actuelle des sols, et permettent d'interpréter la présence de certains caractères pédologiques (traits laminaires, papules...) observés dans les horizons sous-jacents.

La caractérisation morphologique de l'évolution des O.P.S. permet de conclure, dès maintenant, que malgré une convergence de structure, elles ne correspondent pas toutes aux mêmes **processus de formation.** Pour le site sur alluvions argileuses, nous avons ainsi distingué des O.P.S. de désagrégation et des O.P.S. d'apport (ou de dépôts). Sur alluvions sableuses, il semble que la différenciation squelette-plasma ait lieu in situ. Ces différentes remarques restent cependant insuffisantes pour analyser avec précision les différents mécanismes qui interviennent lors de la formation de ces O.P.S., ainsi que leur importance relative.

L'étude de ces organisations permet également de modifier les hypothèses que l'on pouvait formuler, après la description des sols, concernant la perméabilité de ceux-ci. Elle a montré en effet que la porosité de certains microhorizons (et notamment de ceux à dominance plasmique) pouvait être très réduite, ou se limiter à des vésicules vraisemblablement non fonctionnelles vis-à-vis de l'infiltration. Si les fortes différences de composition granulométrique des profils étudiés pouvaient laisser supposer une distribution très large de leur infiltrabilité, la convergence de structure de leur O.P.S. permet de nuancer cette première hypothèse. La similitude générale des organisations superficielles doit en effet réduire les différences de comportement engendrées par la composition granulométrique des horizons pédologiques. Mais, il ne s'agit là que de suppositions. Seule une étude de type expérimentale peut apporter des données plus précises concernant le comportement de ces organisations pelliculaires superficielles.

DEUXIEME PARTIE

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DU COMPORTEMENT DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES

Comme nous venons de le voir, les pellicules ou les croûtes correspondent à des différenciations morphologiques de la surface du sol. Elles présentent également des comportements spécifiques, généralement très différents des matériaux et des différenciations sous-jacentes, qui constituent le sol.

Nous étudierons maintenant, par une approche expérimentale, trois aspects du comportement de ces organisations pelliculaires superficielles :

- leur comportement mécanique, ou "résistance mécanique" à la pénétration, ainsi que l'obstacle qu'elles peuvent constituer à la levée des semences.
- leur comportement vis à vis du cycle de l'eau : Aptitude à l'infiltration.
- leur comportement vis à vis de l'érodibilité, ou sensibilité au détachement des particules sous l'effet de la pluie et du ruissellement.

I - LA RÉSISTANCE MÉCANIQUE A LA PÉNÉTRATION DE DIFFÉRENTES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES.

A) PRESENTATION DE L'ETUDE ET DES TECHNIQUES DE MESURES.

Les organisations pelliculaires superficielles ne se définissent pas seulement par leur structure lamellaire, mais également par leur cohésion : une croûte est "une partie superficielle durcie" (*Petit* ROBERT, *Dictionnaire de la langue française*). Ce caractère revêt une importance particulière en agronomie : il conditionne pour une part la levée des semences. Il est donc utile d'étudier ce comportement lié à la cohésion, à l'aide de techniques appropriées. Rappelons à ce propos que la cohésion d'un matériau pédologique se mesure "en déterminant la force nécessaire pour en provoquer la rupture" (HENIN, GRAS et MONNIER, 1969).

De très nombreuses méthodes ont été proposées : l'une des plus anciennes, et la plus conforme à la définition précédente de la cohésion, est en même temps la plus éloignée des conditions naturelles : un appareil mesure la force nécessaire pour rompre des croûtes artificielles (RICHARD, 1953); le mode de fabrication de ces "briquettes" conditionne fortement leur cohésion (LEMOS et LUTZ, 1957). Cette technique a pourtant été fréquemment utilisée (HANKS et THORP, 1957; HANKS, 1960; SHARMA et AGRAWAL, 1980) car elle permet une analyse aisée des différents facteurs qui conditionnent la force de rupture. Une version perfectionnée de ce type d'appareil permet de maintenir constante la vitesse de pénétration du couteau ou de l'aiguille (PHILIPS et DON KIRKAM, 1962; MAERTENS, 1964; TACKET et PEARSON, 1964, KHALID et SMITH, 1978; WELLE et TREESWAN, 1978; GOYAL, NELSON et CARPENTER, 1979; PAGE, 1979).

Afin de mieux simuler la force de levée des semences, certains auteurs ont même imaginé des dispositifs, qui permettent de mesurer la résistance mécanique des O.P.S., de bas en haut (MORTON et BUCHELE, 1960; ARNDT, 1965 a et b; HOLDER et BROWN, 1974). Cette force dirigée vers le haut est inférieure à celle dirigée vers le bas; HEGARTY et ROYLE (1977) ont montré cependant qu'elles étaient toutes les deux suffisamment correlées pour que les essais les plus courants (avec une force appliquée de haut en bas) permettent une estimation convenable des obstacles mécaniques à la levée.

La plupart des appareils décrits jusqu'ici appartiennent à l'arsenal de laboratoire, et ne permettent pas des études au champ. Sur le terrain, il est plus facile de mesurer une résistance mécanique à la pénétration qu'une cohésion au sens strict. On utilise alors des pénétromètres équipés de dynamomètres (GABRILIDES et ALEXIADIS, 1963, TAYLOR et BURNETT, 1964; HENDRICK, 1969). De telles mesures donnent des résultats satisfaisants lors d'études portant sur les propriétés mécaniques des O.P.S. (PAGE, 1979) et sur les levées de semences (PARKER et TAYLOR, 1965).

Cette diversité de méthodes est regrettable à plus d'un titre : il est difficile de comparer les résultats obtenus lors de travaux distincts, non seulement à cause de l'absence de normalisation, mais aussi parce que le paramètre mesuré diffère lui-même : il peut être aussi bien une énergie, qu'une force, une pression, ou une profondeur d'enfoncement etc... Cependant, la plupart des auteurs (FREITAG, 1968; NICOU, 1975 etc) s'accordent à souligner l'intérêt de l'approche pénétrométrique, qui permet généralement des comparaisons intéressantes de résistances à la pénétration de différents matériaux, ainsi que l'analyse des facteurs qui interviennent sur cette variable.

L'appareil utilisé sur les O.P.S. est une aiguille proctor (Fig. N° 17). Les détails d'utilisation sont présentés ailleurs (VALENTIN 1981 b). Cet appareil est un dynamomètre, qui enregistre la force exercée pour provoquer la pénétration d'une surface plane, sur une profondeur donnée. Les résultats sont exprimés en bar/cm de pénétration. Les mesures ont porté sur la résistance du premier centimètre des sols alluviaux.

B) LES RESULTATS DE MESURES.

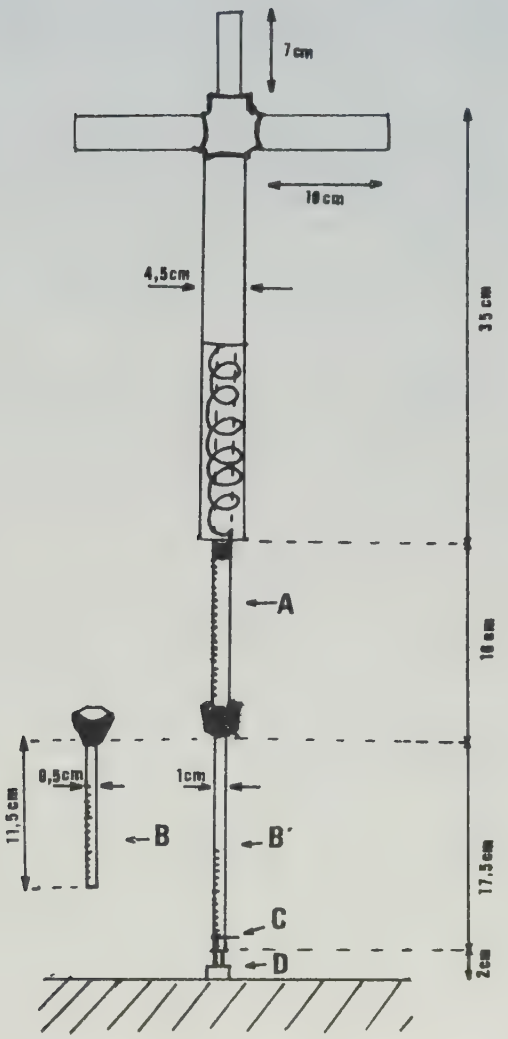
Plusieurs facteurs interviennent sur la résistance mécanique des O.P.S. : des facteurs internes, liés à la nature du matériau (granulométrie, taux de matière organique, nature du complexe absorbant, etc...), et des facteurs externes d'origine climatique (humidité, énergie cinétique des pluies, vitesse de dessication, etc...).

A : tige dynamométrique graduée en daN

B et B' : tiges pénétrométriques

C : onglet de limite d'enfoncement

D : embout de surface variable



surface des embouts (cm^2)

0,30 — 1,25

0,00 — 2,50

3,75

5,00

6,25

Fig. N° 17 : SCHEMA DE L'AIGUILLE PROCTOR

(CONSTRUCTEUR : LABOTEST)

1 - FACTEURS INTERNES

a) Granulométrie et nature minéralogique des argiles :

La résistance mécanique à la pénétration de l'O.P.S. naturelle est nettement plus élevée sur alluvions argileuses, que sur alluvions sableuses : en moyenne à l'état sec : 65,4 bar/cm contre 35,5 bar/cm, et à l'état proche de la saturation, soit quarante minutes après la dernière pluie : 7,3 bar/cm contre 4,7 bar/cm. De tels résultats sont conformes à ceux qu'obtiennent divers auteurs, pour lesquels la résistance mécanique à la pénétration est fortement corrélée avec la teneur en argile (RANGANATHA et SATYANARAYANA, 1979; SHARMA et AGRAWAL, 1980).

La nature minéralogique de l'argile interviendrait considérablement sur les forces de liaison des mélanges argile-squelette. Celles-ci seraient relativement faibles pour la kaolinite, et bien plus importantes pour les smectites (LEMOS et LUTZ, 1957; FATTON, 1976). La présence de chlorite augmenterait la cohésion des O.P.S. (PAGE, 1979), alors que la vermiculite la diminuerait (GOYAL, NELSON et CARPENTIER, 1979).

Ce rôle joué par la nature des argiles serait à l'origine de l'apparente contradiction entre les auteurs qui font état d'une étroite relation entre la résistance mécanique d'un matériau et sa teneur en argile (NICOU, 1975, etc...), et ceux pour qui cette relation est moins nette, voire inexistante (MAERTENS, 1964; BYRD et CASSEL, 1980; VALENTIN, 1981 b). L'action de l'argile serait souvent masquée par ses interrelations avec les teneurs en eau et en matière organique. Ainsi HANKS (1960) n'a réussi à mettre en évidence l'influence du taux d'argile sur la résistance à la pénétration d'O.P.S., qu'après destruction de la matière organique.

b) Taux de matière organique

Il n'existe que rarement de la matière organique libre au sein de ces O.P.S. de régions subdésertiques. C'est donc le plus souvent sous une forme liée, que la matière organique peut intervenir sur la cohésion de celles-ci. Compte tenu des taux très faibles que présentent les horizons superficiels des sols alluviaux de la cuvette d'Agadez, l'influence de la matière organique ne peut pas ici être clairement mise en évidence. Elle est généralement considérée comme un facteur d'ameublissement (SOANE et al., 1972; MANIERE, 1973; GUERRIF et FAURE, 1979). La destruction de la matière organique entraîne une multiplication, par un facteur allant de 2 à 20, des valeurs du module de rupture (HANKS, 1960).

c) Nature du complexe absorbant

Sans aborder le problème des efflorescences salines et des croûtes de sels, il convient de rappeler que l'abondance du sodium au sein du complexe absorbant d'une O.P.S. s'accompagne d'une forte résistance à la pénétration (ALPEROVITCH et al., 1973). Il en va de même pour des teneurs élevées en sels solubles (RADWANSKY, 1968).

2 - FACTEURS EXTERNES

a) Humidité

Nous considérons l'humidité des O.P.S. comme un facteur externe à cause de sa variabilité en fonction du climat, ou d'un protocole expérimental. Nous avons procédé à de nombreuses mesures de résistance mécanique à la pénétration à différents degrés hydriques. Les résultats, portés sur la figure N° 18, où chaque point est la médiane de 10 répétitions, font apparaître le rôle de lubrifiant (FAURE, 1971) joué par les molécules d'eau aux faibles humidités. Sur alluvions argileuses, cet effet se réduit nettement pour les états d'humectation plus élevés. En effet les variations de la résistance à la pénétration en fonction de l'humidité s'ajustent mieux, pour ce site naturel, sur une fonction hyperbolique que sur une exponentielle, qui est la fonction la plus habituelle (VALENTIN, 1981 b), et celle qui s'applique pour le site sableux :

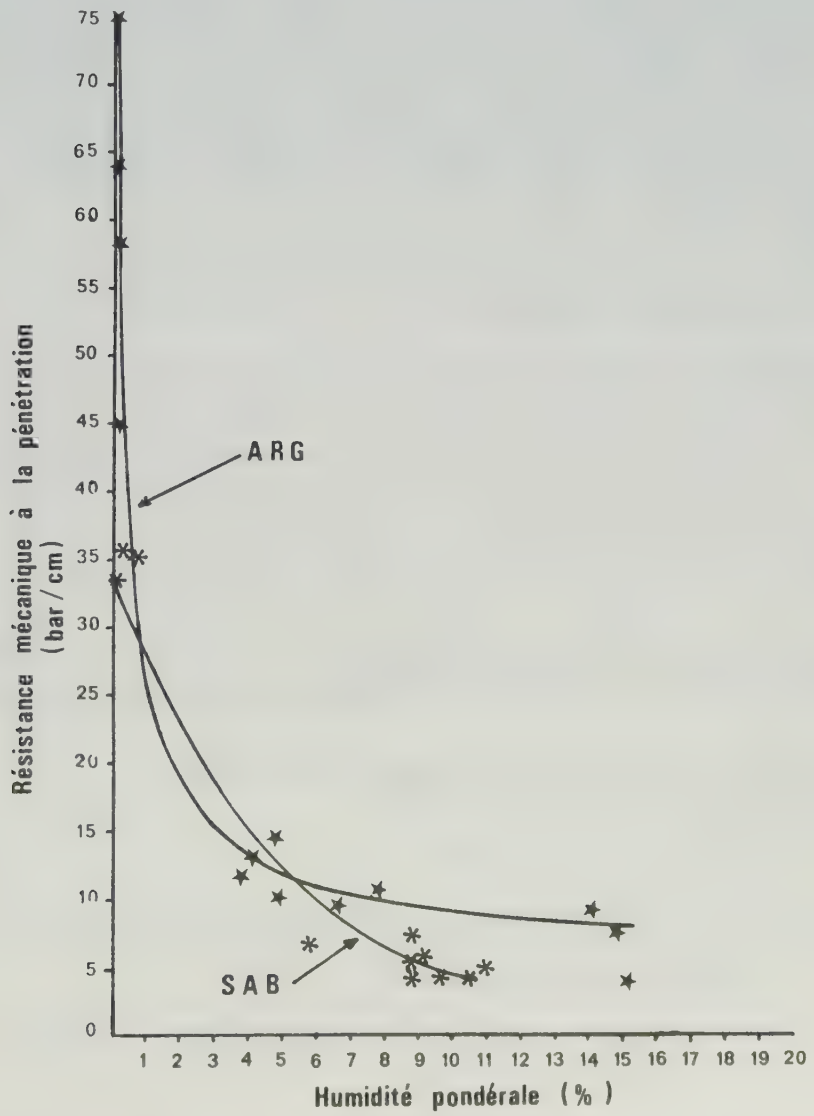


FIG. 18 INFLUENCE DE L'HUMIDITÉ SUR LA RÉSISTANCE DES O.P.S. NATURELLES

- Surface naturelle sur alluvions argileuses :

$$P = 24,8\ H^{-0,42} \quad , n = 16 \quad r^2 = 0,86 \text{ (significatif à 0,1\%)}$$

P : résistance mécanique à la pénétration (bar/cm)

H : humidité pondérale (%)

- Surface naturelle sur alluvions sableuses :

$$P = 34,1\ e^{-0,20\ H} \quad , n = 10 \quad r^2 = 0,90 \text{ (significatif à 0,1\%)}$$

L'influence de l'humidité est donc loin d'être négligeable pour l'O.P.S. sur alluvions sableuses. Cette prise en masse des matériaux sableux, sensible au cours de la dessiccation a souvent été observée (NICOU, 1975, etc...).

Ce type de résultats a déjà été obtenu sur des matériaux poreux, pour différents potentiels matriciels (WILLIAMS et SHATKEWICH, 1970; TOWNER et CHILDS, 1972). La plupart des auteurs, qui ont étudié les variations de la cohésion des O.P.S. en fonction de leur humidité, ont établi, comme nous, que les courbes s'ajustent sur des fonctions décroissantes de type hyperbolique ou exponentielle (HANKS, 1960; HILLEL, 1960; GERARD, 1965; BUSCH, ROCHESTER et JERNIGAN, 1973; HOLDER et BROWN, 1974).

b) Energies cinétiques des pluies

La densité apparente des organisations pelliculaires superficielles, et leur résistance à la pénétration augmentent avec la quantité de pluie reçue (TACKET et PEARSON, 1965; REGARTY et ROYLE, 1978). Nous avons suivi l'évolution de la résistance à la pénétration des O.P.S. de parcelles qui, après avoir été labourées manuellement sur 10 cm, ont été soumises ensuite à des pluies simulées. Il apparaît que dans ce cas, l'humidité joue un rôle important, comme nous l'avons montré pour les surfaces naturelles. La corrélation est toutefois meilleure, lorsque la résistance mécanique à la pénétration est non seulement reliée à l'humidité, mais aussi à l'énergie cinétique cumulée des pluies d'imbibition, c'est-à-dire à l'énergie des pluies, qui tombent sur le sol nu, avant l'apparition du ruissellement.

- Parcelle labourée, sur alluvions argileuses :

$$P = 2,0e^{-0,12H+1,44\Sigma E_c P_i} \quad , n = 14 \quad r^2 = 0,79 \text{ (significatif à 0,1\%)}$$

P : résistance mécanique à la pénétration (bar/cm)

H : humidité pondérale (%)

$\Sigma E_c P_i$: énergie cinétique cumulée des pluies d'imbibition (Kilojoules/m^2)

n : effectif

r^2 : coefficient de détermination.

• Parcelle labourée, sur alluvions sableuses :

$$P = 0,9e^{-0,08H} + 2,37\Sigma E_c P_i \quad , n = 18 \quad r^2 = 0,96 \text{ (significatif à 0,1\%)}$$

Le calcul des énergies cinétiques a été réalisé d'après les études méthodologiques menées lors de la mise au point de l'infiltromètre à aspersion (cf. Annexe II). Les différentes étapes de consolidation des O.P.S. ont été reportées sur les figures N° 19 et 20, en fonction de l'humidité et des énergies reçues avant le ruissellement :

1 : avant les pluies, état sec, niveau d'énergie nul,

2 : avant la deuxième pluie. La pluie d'imbibition, qui tombe sur un sol sec, est longue, et l'énergie correspondante élevée (0,6 kilojoules/m^2, pour les deux parcelles). L'humidité augmente au cours de la première pluie.

3 : avant la troisième pluie. L'humectation est faible du fait du ressuyage (moins d'un jour), l'accroissement de l'énergie cumulée reste limité puisque les pluies d'imbibition de la deuxième pluie sont courtes (le ruissellement se déclenche plus tôt qu'au cours de la première pluie).

4 et 5 : après la troisième et dernière pluie, l'augmentation de résistance à la pénétration n'est due qu'à la dessiccation, qui se fait sentir sur des durées de 40 minutes à plusieurs jours.

Chaque point reporté sur les figures N° 19 et 20 représente la moyenne de 3 à 5 médianes : chacune d'entre elles correspondant à 10 répétitions. Alors que l'O.P.S. naturelle des alluvions argileuses est plus résistante que celle sur alluvions sableuses, le résultat est inverse pour les parcelles labourées. C'est en effet sur les alluvions sableuses que le ruissellement est le plus long à apparaître lors de chaque pluie, exposant ainsi davantage le sol à l'action des gouttes de pluies, que sur les alluvions argileuses qui sont plus rapidement couvertes d'une lame d'eau.

Plusieurs auteurs ont remarqué que l'augmentation de cohésion est plus forte lorsque les pluies atteignent une surface sèche plutôt qu'un sol humide, (HANKS; 1960; SHARMA et AGRAWAL, 1978). Ce phénomène pourrait être imputé à la durée correspondante de la pluie d'imbibition, si l'on tient compte des résultats obtenus dans la cuvette d'Agadez.

Etudiant l'augmentation de cohésion d'une O.P.S. soumise à différentes énergies cinétiques (de 0,3 à 1,4 kjoules/m^2), HOLDER et BROWN (1974) ont observé une augmentation progressive, suivie d'une diminution, pour les énergies les plus fortes. Ils ont attribué cet effet aux deux actions simultanées et contradictoires de l'énergie des gouttes de pluies, qui, d'une part favorise une augmentation de résistance à la pénétration (LEMOS et LUTZ, 1957),

mais qui, d'autre part, entraîne une érosion qui diminue l'épaisseur de l'O.P.S. et donc sa résistance. Un phénomène semblable est également susceptible d'expliquer les différences enregistrées entre les deux parcelles : la parcelle argileuse est la plus sensible à l'induration mais également la plus érodible; la résistance à la pénétration résulterait donc de ces deux processus antagonistes.

c) Vitesse de dessiccation

Lors de ces essais la vitesse de dessiccation peut être considérée comme rapide, puisque les surfaces sont soumises, après les pluies, aux actions conjuguées du soleil et du vent, sous un climat particulièrement desséchant. Si l'on se réfère aux travaux de HILLEL (1960) et GERARD (1965), cette dessiccation rapide limite l'induration des O.P.S. alors qu'un dessèchement plus lent la favorise. La résistance à la pénétration des organisations superficielles serait, en outre, inversement proportionnelle au nombre de cycles d'humectation et de dessiccation qu'elles ont subi (LEMOS et LUTZ, 1957; SHARMA et AGRAWAL, 1979) : ceux-ci multiplient en effet les zones de fractures.

D) CONSEQUENCES SUR LA LEVEE DES SEMENCES.

L'aridité du climat interdit toute culture pluviale dans la cuvette d'Agadez. Pour cette raison, nous n'avons pas entrepris d'étude particulière concernant la levée des semences dans cette région. Des essais ont été menés, par contre, dans des zones plus arrosées : au Nord de la Haute-Volta, sur un sol ferrugineux (près du village d'Oursi), et au Sud du Niger, sur un sol brun subaride (près de la ville de Galmi) développés tous deux à partir de formations sableuses éoliennes anciennes. Lorsque ces sols sont cultivés, les flancs des poquets s'éboulent facilement sous les pluies. Il se forme alors à leur surface des O.P.S. de dépôts, qui représentent un obstacle à la levée du mil : c'est ce phénomène, que nous avons voulu étudier.

1 - RESULTATS

a) Haute-Volta

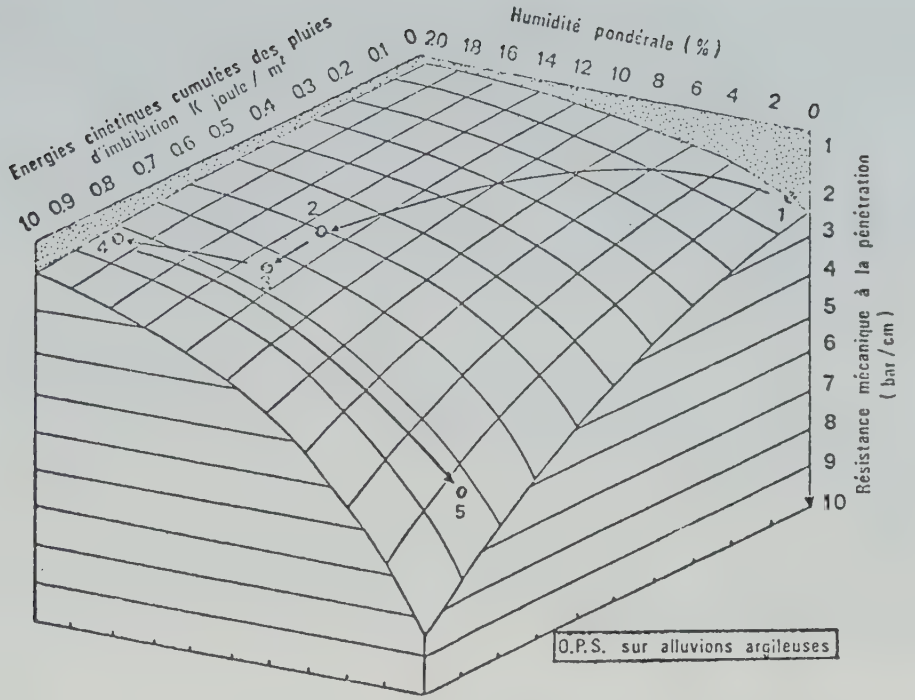
La levée du mil a été suivie sur trois parcelles, soumises à des protocoles différents :

A : pluie de 60 minutes à 30 mm/h, (soit 30 mm) 3 heures de ressuyage, semis traditionnel en poquets, pluies de 150 mm d'intensité variable (de 30 à 120 mm/h) réparties sur deux jours,

B : pluie de 30 mm, semis, aucun autre arrosage,

C : pluie de 10 mm, semis, aucun autre arrosage.

Les résultats (Tableau N° 3) font apparaître que la dose d'irrigation est le facteur limitant prépondérant.



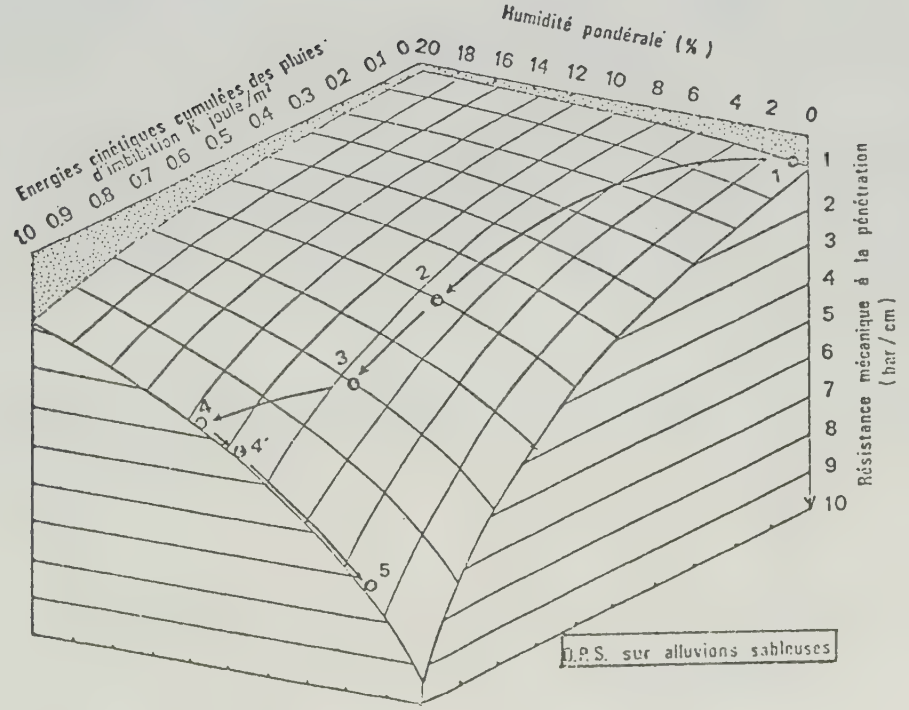


FIG.19 et 20 : EFFETS DE L'HUMIDITE ET DE L'ENERGIE CINETIQUE DES PLUIES SUR LA RESISTANCE DES O. P. S. DE LABOUR

Parcelle	A (180 mm)	B (30 mm)	C (10 mm)
Pourcentage de poquets productifs par parcelle	83	21	0
Distribution par parcelle des pieds de mil levés (%)	84	16	0

TABLEAU 3 - Effet de la pluviométrie sur la levée du mil.

b) Niger

Le même type d'essais a été repris au Sud du Niger. Pour ce faire, les mesures ont porté, cette fois, sur deux parcelles soumises aux protocoles suivants :

D : pluie de 60 mm à intensité variable (de 30 à 120 mm/h) suivie le lendemain d'un semis traditionnel en poquets, précédant une pluie de 60 mm à 120 mm/h (énergie cinétique de la pluie d'imbibition 81 joules/m^2),

E : la seule modification par rapport à la parcelle précédente est l'intensité de la dernière pluie : 30 mm/h au lieu de 120 mm/h (énergie cinétique de la pluie d'imbibition : 45 joules/m^2).

Les différences importantes de levée enregistrées sur les deux parcelles ne sont pas imputables, comme en Haute-Volta aux inégalités de lames infiltrées (35,4 mm pour la parcelle D et 38,3 mm pour la parcelle E) mais à la présence d'une O.P.S. plus épaisse et plus résistante sur les poquets, qui ont subi les intensités les plus fortes (Tableau N° 4).

Parcelle	D (81 joules/m2)	E (45 joules/m2)
Pourcentage de poquets productifs par parcelle	20	40
Distribution par parcelle des pieds de mil levés (%)	83	17

TABLEAU 4 - Effet de l'énergie cinétique des pluies d'imbibition sur la levée du mil.

Le nombre de pieds levés par poquet est très variable; il est toutefois possible de noter qu'il est au minimum de 4 lorsque le poquet est productif; les germinations doivent en effet conjuguer leur force pour atteindre une valeur supérieure à celle de la résistance de l'O.P.S.. L'examen en coupe des poquets improductifs montre en effet que l'absence de levée n'est pas due à un défaut de germination, mais à l'hétérogénéité de profondeur de semis à l'intérieur du poquet; celle-ci provoque un décalage dans le temps de la venue en butée contre l'O.P.S. et interdit par conséquent l'action simultanée de leur force susceptible de la briser.

2 - DISCUSSION

L'effet de l'humidité du sol sur la levée des semences est bien connu (STOUT, BUCHELE et SNYDER, 1961; MOTT, Mc KEON et MOORE, 1976, etc...). De nombreux autres facteurs ont été étudiés, comme la teneur en oxygène du lit de semence (GILL et MULLER, 1956; TACKET et PEARSON, 1964, etc...), sa température (PARKER et TAYLOR, 1965 ; GOYAL et al., 1980), la profondeur de semis (MORTON et BUCHELE, 1960), les facteurs liés aux semences elles-mêmes (espèce, traitement, conservation, état sanitaire, etc...).

De nombreuses études ont également été entreprises sur l'effet des O.P.S. sur les manques à la levée de plantes, particulièrement importantes au plan économique : ce phénomène étant très sensible pour les légumes (ELLS, 1965; TAYLOR, PARKER et ROBERSON, 1966; SMITTLE et WILLIAMSON, 1977). Il existe à l'heure actuelle des tableaux, qui indiquent les forces de levées des principales cultures (GOYAL et al., 1980). Il semble que pour la plupart des plantes cultivées (blé, maïs, sorgho, soja, coton...) l'influence d'une O.P.S. commence a être sensible à partir de 3-6 bar. Pour les valeurs supérieures à 12-18 bar, toute levée devient impossible (PARKER et TAYLOR, 1965; TAYLOR, PARKER et ROBERSON, 1966). Ces limites doivent être modulées en fonction de la nature granulométrique de l'horizon superficiel. Les plantes supportent en effet des résistances plus élevées en milieu argileux qu'en milieu sableux (HENKS et THORP, 1956). D'une manière générale, les plantes à petites graines sont à distinguer de celles qui présentent de grosses graines (RUSSEL, 1973), la force des semences à la levée étant bien corrélée à leur poids (JENSEN, FRELICH et GIFFORD, 1972). Ce phénomène explique d'une manière satisfaisante les difficultés de levée du mil (dont les graines sont très petites) dans les sols couverts d'une organisation pelliculaire .

3 - AMELIORATION DES TECHNIQUES CULTURALES

Dans le cas de la culture traditionnelle du mil, nous avons été amenés à recommander un tassement moindre des poquets. Il serait possible (COLLINET et al., 1980) également, comme cela se pratique au Moyen Orient (BALDY, communication orale), de déposer dans le poquet une graine de taille plus grosse (de maïs, par exemple) pour accroître la force de levée. Notons que la technique du poquet est déjà une réponse intéressante au problème de l'induration superficielle. Semée en ligne, chaque graine serait en effet incapable à elle seule de provoquer la rupture de l'O.P.S.

Pour les cultures motorisées,d'autres conseils ont été formulés comme l'augmentation du tassement de l'horizon situé sous le lit de semences (qui assurerait une meilleure assise à la force de levée) (GOYAL, NELSON et CARPENTIER, 1979). La plupart des recommandations s'apparentent à celles qui visent à maintenir l'humidité en surface du sol et à lutter contre l'érosion : emploi de mulch de paille ou plastique (BENNET, ASHLEY et DOSS, 1964; BATCHELDER et PORTENFIELD, 1967), utilisation de techniques d'accroissement de la stabilité structurale des agrégats : apport de matière organique ou de conditionneurs synthétiques, ou naturels (PAGE et QUIRCK, 1978, etc...).

Les manques à la levée occasionnés par la présence d'une pellicule ou d'une croûte sur un sol "battant" sont un paramètre très important, qui intervient négativement dans l'élaboration du rendement. Pour cette raison, les agronomes se penchent de plus en plus sur ce problème (BOIFFIN et SEBILLOTTE, 1976). Toutefois, cette propriété mécanique des O.P.S. n'est pas la seule à avoir des incidences dans le domaine agronomique. Leur intervention sur le cycle de l'eau constitue également, comme nous allons le voir, un facteur limitant prépondérant.

II - INTERVENTION SUR LE CYCLE DE L'EAU.

Lors de la caractérisation des organisations pelliculaires superficielles, nous avons été amenés à formuler quelques remarques concernant leur influence sur le cycle de l'eau, et à corriger ainsi quelques diagnostics prononcés à l'issue de l'étude des sols. Ces hypothèses ont besoin cependant d'être étayées par des études expérimentales dont les résultats seront d'autant plus fiables et extrapolables,qu'ils concerneront des mesures réalisées sur des matériaux bien caractérisés (1ère partie), et que leur formulation sera physique.

A) DIFFERENTES APPROCHES DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE.

1 - EVALUATION DE LA RESISTANCE HYDRAULIQUE DES O.P.S. A PARTIR DE L'ANALYSE DE LEUR ESPACE PORAL.

a) La micromorphométrie opto-électronique

De très nombreuses études, à la suite de DULEY (1939) ont attiré l'attention sur l'importance de la porosité de l'horizon superficiel, voire de ses premiers centimètres, dans le régime hydrique des sols. Nous avons vu, dans la première partie, que la porosité des organisations pelliculaires étudiées apparaît réduite, quelle que soit l'échelle d'étude utilisée. Afin d'être en mesure d'étudier le rôle joué par les O.P.S. dans le cycle de l'eau (entrée : infiltration, et sortie : évaporation), il convient en premier lieu d'approfondir l'étude de leur porosité.

Un très grand nombre de travaux a porté sur la caractérisation de l'espace poral à différentes échelles. Il s'agit le plus souvent d'une approche descriptive (JOHNSON, Mc CLEVELLAND et Mc CALEB, 1960; BREWER, 1964; VACHIER, CAMBIER et PROST, 1979; STENGEL, 1979, etc...). Plusieurs chercheurs ont tenté de modéliser la porosité à partir de la granulométrie des constituants (FIES, HENIN, MONNIER, 1972, etc...). Le plus fréquemment, la caractérisation de l'espace poral ne s'est effectuée qu'a posteriori : à partir de mesures de la conductivité hydraulique saturée, et en appliquant la loi de Poiseuille (HUMBEL, 1976), ou à partir des courbes humidité-potentiels matriciels, et en appliquant la loi de Jurin.

Cette dernière méthode préconisée par MARSHALL (1958), puis par MILLINGTON et QUIRK (1959), a connu un rapide succès. Elle permet en effet une évaluation de la conductivité hydraulique saturée ou non d'un matériau à partir de la seule relation humidités-potentiels matriciels déterminés au laboratoire (en combinant la loi de JURIN et la loi de POISEUILLE). Sur colonnes de sol reconstitué, il semble que les valeurs prévues par ce modèle s'accordent bien avec les valeurs expérimentales (JACKSON, REGINATO et VAN BAVEL, 1965; DANE, 1980). Reportées sur le terrain, elles ne correspondent pas cependant, aux résultats obtenus sur les sols en place (BAKER, 1979). Les caractéristiques hydrauliques d'un échantillon tamisé ne sont pas en effet les mêmes que celles d'un sol en place (BRUCE, 1972; EHLERS, 1977), la porosité structurale d'un sol étant conditionnée notamment par son histoire hydrique (éventuellement culturale), et par l'activité faunique qui s'y développe (EMERSON et GRUNDY, 1954; BURWELL et LARSON, 1969; STENGEL, 1979, etc...). Il apparaît de plus que la taille des pores ne suffit pas à prévoir correctement la conductivité hydraulique saturée, et qu'il est nécessaire de prendre en compte leurs formes, leurs distributions relatives, etc... (SCHEIDEGGER, 1974; HUMBEL, 1976; NAKANO, 1980).

Notons que STACKMAN (1969) a proposé une version simplifiée de cette méthode : le diamètre des plus gros pores est alors déterminé par la pression qu'il faut exercer sur l'échantillon pour qu'apparaissent les premières bulles. Et LAWRENCE (1977) a passé en revue les différentes techniques existantes.

Aucune de ces approches n'est réellement satisfaisante : l'étude descriptive ne fournit que très difficilement des données chiffrées susceptibles d'être utilisées dans les calculs de conductivité hydraulique (REDLICH, 1943; KUBIENA, 1943...). Inversement, les modèles théoriques conduisent à la détermination de diamètres de pores correspondant à des lois physiques, souvent éloignés des dimensions réelles (EMERSON et GRUNDY, 1954).

Une méthode récemment mise au point permet, dans une certaine mesure, de remédier à ces inconvénients : elle assure une quantification des vides sur une lame mince, en fonction non seulement de leur taille, mais également de leur forme. D'abord utilisée en géologie (CAYE et al., 1970) cette méthode a été introduite plus tardivement en pédologie (JONGERIUS et al., 1972, JONGERIUS, 1974), où cette approche reste encore limitée (ISMAIL, 1975; MURPHY, BULLOCK et BISWELL, 1977; MURPHY et BANFIELD, 1978; DORROSORO et al., 1978; OLMEDO PUJOL, 1978; MERMUT et JONGERIUS, 1980; PAGLIAI, GUIDI et LA MARCA, 1980).

Il convient d'en donner quelques **principes** et d'en signaler les **limites** (cf. Annexe 1). L'appareil utilisé est **le Quantimet 720** (FISCHER, 1971) : un **dispositif optique** (microscope ou épidiascope) transmet une image sur un écran de télévision. Un **détecteur** chargé d'apprécier les contrastes (les différents niveaux de gris) est relié à une **unité de traitement numérique**, qui détermine un certain nombre de paramètres, comme le pourcentage de surface occupée par le type de pores sélectionné (en fonction de sa taille et de sa forme). En effet pour chaque pore, ce dispositif indique la surface (A) qu'il occupe sur l'image, ainsi que son périmètre (Pe). Les rapports $\frac{A}{Pe^2}$ déterminent le type de forme auquel il se rattache (circulaire, allongé, ou intermédiaire). Un crayon électronique permet de délimiter aisément les zones de l'image sur lesquelles l'analyse doit porter (dans ce cas précis, sur les seules organisations pelliculaires).

Les résultats obtenus par cette méthode doivent être utilisés avec précaution pour de nombreuses raisons :

. Une image en coupe peut n'être que faiblement représentative **d'une organisation dans l'espace** (problème bien connu des pédologues aux différentes échelles de perception du sol). Un moyen de pallier cet inconvénient est de multiplier les plans de coupe et de réaliser une étude statistique.

. La porosité observée verticalement peut être très différente de celle qui est analysée horizontalement (mais dans le cas de pellicules, il est très délicat de préparer des lames de coupes horizontales).

. Un nombre très élevé de lames doit, en principe, être étudiée si l'on veut extrapoler les résultats à une autre échelle. La réalisation de lames géantes (JONGERIUS et HEINTZERBER , 1964) permet de mieux évaluer l'**hétérogénéité du matériau** étudié.

. La porosité est susceptible d'évoluer au cours de la dessiccation des échantillons. Dans le but de réduire ces modifications, les échantillons encore humides peuvent être plongés dans de l'azote liquide après leur prélèvement (BOUMA, 1969; JONGERIUS et HEINTZERBER, 1975).

b) Nombre, taille et formes des pores.

Les analyses ont porté sur trois lames minces verticales provenant du site aval de la cuvette d'AGADEZ (alluvions argileuses) : l'une appartient à l'**horizon superficiel naturel**, les deux autres à la parcelle labourée soumise aux pluies : la première correspond à une zone de **dépôts laminaires**, la seconde à un **agrégat émergent**.

Les résultats des mesures, présentés schématiquement (Fig. N°21), appellent certains commentaires :

. Les porosités (calculées sur un plan et pour des pores supérieurs à 30 µ) sont extrèmement réduites pour les trois

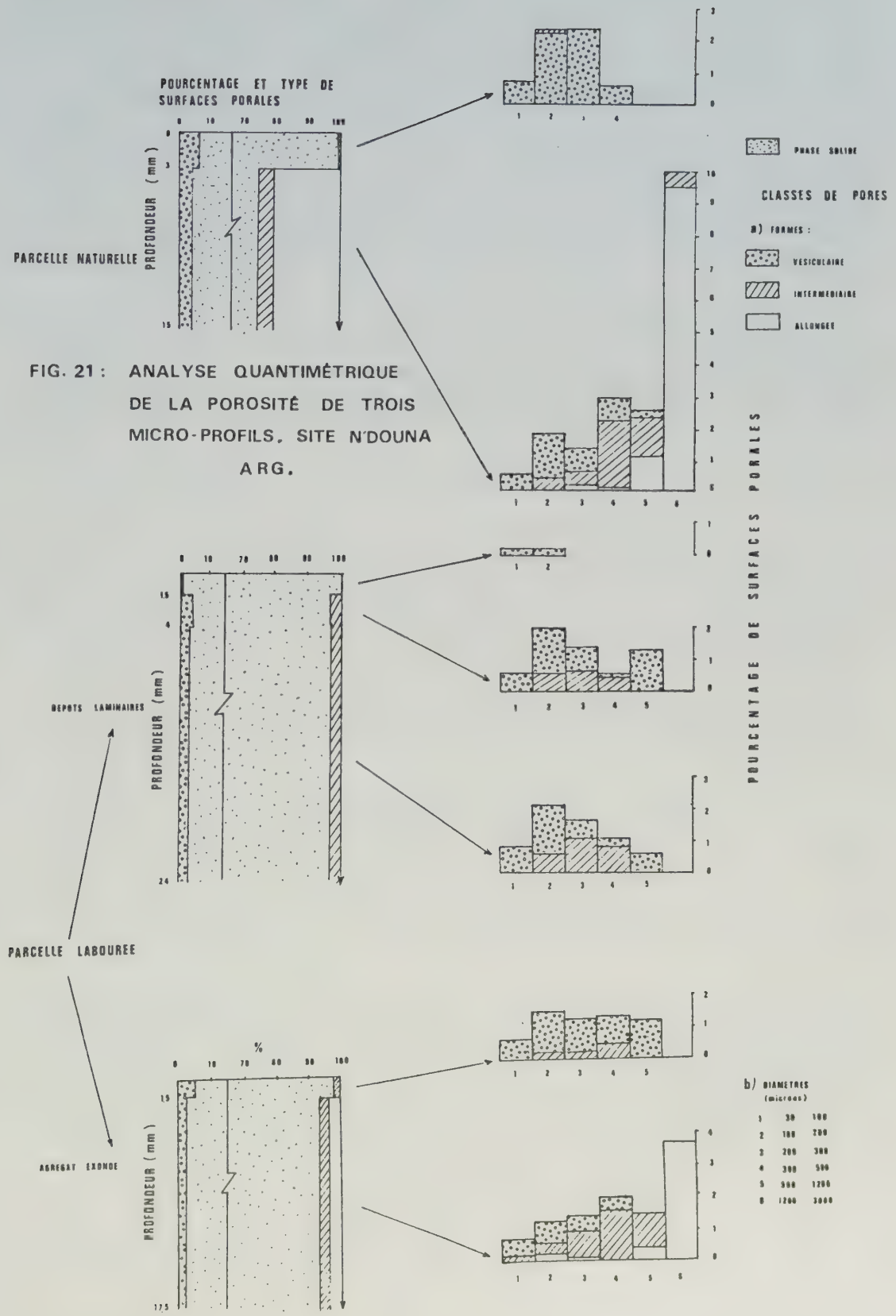


FIG. 21 : ANALYSE QUANTIMÉTRIQUE DE LA POROSITÉ DE TROIS MICRO-PROFILS, SITE N'DOUNA ARG.

microhorizons les plus superficiels (respectivement : 5,8%, 0,4% et 5,7%). La très faible porosité des dépôts (parcelle labourée) signalée en première partie se trouve donc confirmée. Pour ces trois pellicules, la porosité est essentiellement de type **circulaire**. Compte tenu de nos observations nous admettrons que ces pores sont des **vésicules**. Les pores de type intermédiaire y sont rares (0,1% pour l'échantillon naturel, 0,7% pour l'agrégat exondé), alors que les pores allongés en sont totalement absents, quelle que soit leur taille. Ce caractère paraît spécifique de ces pellicules (un résultat semblable a été obtenu pour des O.P.S. développées sur des sols très différents de la zone ferrallitique de savane en Côte d'Ivoire). Il est intéressant de noter également que les vésicules peuvent présenter des tailles très variées.

Dans le microhorizon sous-jacent de la pellicule naturelle, les biovides décrits dans la première partie correspondent surtout à de grands pores de type allongé (représentée en blanc sur la Fig. N°21). La porosité est plus de trois fois supérieure à celle du microhorizon précédent (18,7%).

. Les pores allongés sont absents des autres microhorizons de dépôts laminaires, très denses (porosité : 5,4% et 6,3%).

Le labour, suivi des pluies et de la **dessiccation**, s'est donc accompagné de la formation d'une O.P.S., dont la porosité est nettement plus réduite que celle de l'O.P.S. initiale. Les vides de type allongé se sont maintenus seulement à l'intérieur des agrégats exondés (porosité : 10,4%).

c) Evaluation des résistances hydrauliques des pellicules superficielles.

A partir de données obtenues par quantification opto-électronique, BOUMA et al. (1977) puis BOUMA, JONGERIUS et SCHOONDERBEEK (1979) ont tenté d'estimer certains paramètres physiques des sols étudiés, et notamment leur conductivité hydraulique saturée. Leurs résultats sont encourageants, puisque les valeurs ainsi calculées sont du même ordre que certaines valeurs expérimentales.

Ces premières tentatives nous ont engagé à mener le même type de calcul. Compte tenu du nombre réduit de lames et de la très faible épaisseur des microhorizons concernés, les approximations sont cependant beaucoup plus nombreuses et toutes les restrictions signalées plus haut s'appliquent pleinement. Il nous a paru cependant intéressant d'essayer d'obtenir par cette méthode des estimations de la résistance hydraulique des pellicules, qu'il est très difficile de mesurer in situ.

α) Aperçu théorique

- Conductivité hydraulique saturée :

La conductivité hydraulique saturée d'un matériau (K_s) est définie par la loi de DARCY :

$$q = K_s \frac{H}{L}$$

avec q = densité de flux (débit rapporté à l'unité de surface)
H = hauteur d'une colonne de sol saturé (L) + hauteur de la lame d'eau constante maintenue en surface
L = hauteur de la colonne de sol saturé.

Cette loi , originellement conçue pour l'état saturé, a été étendue à l'état non saturé; la conductivité hydraulique dépend alors du potentiel matriciel (Ψ) : pour un même échantillon de sol, la conductivité croît lorsque ce potentiel diminue, en même temps que l'humidité (θ) augmente :

$$q = K(\Psi) \frac{d\Psi}{dx}$$

$\frac{d\Psi}{dx}$ étant le gradient local de potentiel.

- Résistance hydraulique :

Sous une pluie, la hauteur de la lame de ruissellement (e) est souvent négligeable par rapport au potentiel matriciel (Ψd),qui se développe sous une pellicule (exprimé également en hauteur d'eau). Il en est de même pour l'épaisseur de la pellicule (z_μ).Or, dans le cas d'une infiltration permanente, le flux qui traverse la pellicule (q_μ)est égale au flux de la zone située directement dessous (q_d) :

$$q_\mu = K_{\mu s} \frac{e + z_\mu + \Psi d}{z_\mu} \sim K_{\mu s} \frac{\Psi d}{z_\mu}$$

et

$$q_d = K_d(\Psi_d)$$

avec : $K_{\mu s}$: conductivité hydraulique saturée de la pellicule

et $K_d(\Psi_d)$: conductivité hydraulique de la zone sous la pellicule au potentiel Ψd (= f (θ_d)

d'où :

$$\boxed{\frac{K_d(\Psi d)}{\Psi_d} = \frac{K_{\mu s}}{z_\mu} = \frac{1}{R_\mu}} \qquad (1)$$

Ainsi, HILLEL et GARDNER (1969) ont défini la résistance hydraulique d'une pellicule (R_μ) comme étant le rapport de son épaisseur sur sa conductivité hydraulique saturée. Elle s'exprime donc en unité de temps.

- Loi de POISEUILLE :

Ayant établi la distribution de la taille des pores d'un échantillon de sol par une des diverses méthodes (le plus souvent, comme nous l'avons déjà signalé, par le loi de JURIN appliquée aux courbes $\Psi = f(\theta)$, de nombreux auteurs (SCHEIDEGGER, 1953; FEODOROFF, 1965; STACKMAN, 1969 b; GERMANN et BEVEN, 1981) ont appliqué la loi de POISEUILLE pour en déterminer la conductivité hydraulique saturée.

$$Q = \frac{\Pi . R^4}{8\eta} \rho g \frac{H}{L}$$

avec : Q : débit d'un tube cylindrique de rayon R
η : viscosité du liquide
ρ : densité du liquide
g : accélération de la pesanteur au point de mesure.

Notons que les variations de la viscosité de l'eau en fonction de la température sont loin d'être négligeables : SAHA et TRUPATHI (1979) ont montré que la conductivité hydraulique saturée d'un échantillon pouvait augmenter de 65%, en conséquence de la diminution de la viscosité de l'eau pour une augmentation de température de 10°C à 45°C.

A 25°C : $\eta = 9{,}29\ 10^{-3}$ poises

et $\rho = 0{,}997$

Nous prenons :

$$g = 9780 \text{ mm/s}^2$$

et posons

$$a = \frac{\rho g}{8\eta}$$

Pour un gradient de potentiel égal à 1 (c'est-à-dire à saturation), et par analogie à la loi de DARCY :

$$q = a\Pi R^4$$

Les deux lois ne peuvent être appliquées que dans le cas où l'écoulement est laminaire, c'est-à-dire pour un nombre de Reynolds (Rey) inférieur à 1 (HILLEL, 1974).

Or : $Rey = \frac{2\ R\ Q\eta}{\rho}$.

il vient que Rey : 1, lorsque R = 1,2 mm.

Pour la dernière classe de taille de diamètre (classe 6, Fig. N°21), il n'est donc plus possible d'appliquer les lois de DARCY et de POISEUILLE, l'écoulement pouvant être alors turbulent. Mais cette classe n'est représentée dans aucune pellicule superficielle étudiée : elle l'est uniquement dans les microhorizons sous-jacents de l'O.P.S. naturelle et de l'agrégat exondé (Fig. N°21).

Pour une classe donnée de pore i(i variant de 1 à 5 pour les pellicules superficielles, cf. Fig. N°21), le débit à saturation dépend du nombre de pores de cette dimension par unité de surface (formule de KOZENY-CARMAN) :

$$k_{s\mu i} = a \, \Pi \, n_i \, R_i^4$$

Or, pour des pores circulaires, ce nombre est égal au rapport de la porosité de cette classe (P_i) à la surface d'un pore.

$$n_i = \frac{P_i}{\Pi R_i^2}$$

d'où :

$$k_{s\mu i} = a \, P_i \, R_i^2$$

Mais ce modèle est très éloigné de la réalité, puisqu'il suppose que la porosité a été estimée sur une coupe horizontale, et que tous les pores sont des cylindres lisses et verticaux.

La première correction à apporter tient à l'obliquité des pores. Si l'on suppose qu'un pore cylindrique fait un angle α avec la verticale sa section horizontale est égale à sa section verticale (celle estimée sur lames), que multiplie tg α. Cette remarque nous permet de supposer la relation suivante entre la porosité observée horizontalement (P_{ih}), et celle que l'on mesure selon un plan perpendiculaire (P_{iv}) :

$$Pi = P_{ih} = P_{iv} \, tg \, \alpha$$

Cette transformation n'est cependant pas suffisante. De nombreux auteurs ont en effet constaté que l'application de ce modèle nécessitait l'emploi d'autres termes correctifs (CHRETIEN, 1971; SCHEIDEGGER, 1957; HUMBEL, 1976; etc...). En effet tous les pores ne communiquent pas entre eux et ne sont pas fonctionnels. BOUMA et al. (1977) ont tenté de résoudre ce problème en utilisant de l'eau colorée au bleu de méthylène. Ils ont constaté que l'écoulement s'opérait préférentiellement le long des parois des grands pores et n'occupait donc pas tout le volume disponible.

N'ayant pas utilisé cette technique intéressante, nous devons nous reporter à un coefficient correctif qui tient compte de nombreux facteurs estimés : nous retiendrons celui proposé par HUMBEL (1976) :

$y = C \times T \times O \times E$

où C : Coefficient de fermeture des pores $= \frac{1}{3}$ (SCHEIDEGGER, 1974)

T : Coefficient de tortuosité maximale dans un milieu isotrope constitué de sphères $= \left(\frac{2}{\pi}\right)^2$

O : Coefficient d'obliquité : $(\cos d)^2$ soit 0.75 dans le cas d'une distribution homogène de l'orientation des tubes (inclinaison moyenne $\alpha = 30°$). Il nous est ainsi possible d'estimer $tg\ \alpha = 0.58$.

E : Coefficient d'emprisonnement d'air dû au rétrécissement des pores $= \frac{5}{6}$

d'où $y = 0{,}08$.

Si l'on considère que le même terme correctif peut s'appliquer pour chaque classe de pores, et que le volume d'eau qui s'écoule à travers une surface de sol est la somme des débits capillaires qui la traversent, il vient :

$$k_s = \sum_{i=1}^{i=5} k_{s\mu i}$$

et

$$\boxed{K_s = a\ tg\alpha y \sum_{i=1}^{i=5} P_{iv}\ R_i^2} \qquad (2)$$

β) Application du modèle aux résultats obtenus à l'aide du Quantimet

Nous avons vu que nous ne pouvons appliquer la relation (2) que pour les cinq premières classes de taille. En outre, nous considérons que le taux de fermeture des pores vésiculaires est total et donc que $y = 0$ pour ce type de vides. Nous estimons en effet, que cette porosité n'est pas fonctionnelle, ce qui semble légitime dans la mesure où l'examen microscopique a révélé que les vésicules ne communiquaient pas avec les microhorizons sous-jacents.

Les résultats sont exprimés en mm/h en vue de faciliter les comparaisons avec les intensités de pluie (Tableau N°5).

Origine de l'échantillon	*Profondeur du micro-horizon superficiel (mm)*	*Conductivité hydraulique saturée: K_{su} (mm/h)*	*Résistance hydraulique (mn)*
Parcelle naturelle	*0-3*	*1,2*	*15*
Parcelle labourée:			
-dépôts laminaires	*0-1,5*	*0*	*$-\infty$*
-agrégat exondé	*0-1,5*	*46,4*	*2*

TABLEAU n°5 : Estimations des conductivités hydrauliques saturées et des résistances hydrauliques de microhorizons superficiels à partir de l'analyse micromorphométrique.

Pour des valeurs de plus en plus faibles du potentiel matriciel Ψd de la zone située sous la pellicule, c'est-à-dire pour une humectation de plus en plus importante du sol, il apparaît que les intensités d'infiltration (c'est-à-dire q) doivent tendre vers 1,2 mm/h pour la parcelle naturelle.

Sur la parcelle labourée, à la fin des essais, seuls les agrégats émergents semblent susceptibles d'absorber un flux non négligeable (proche théoriquement de 46,4 mm/h). Si l'on se reporte aux descriptions de la première partie, ces agrégats ne couvrent que 15% de la surface en fin d'essai; l'intensité d'infiltration minimale mesurée sur l'ensemble de la parcelle doit donc être voisine de 7,0 mm/h. Ces données concordent avec les observations de FALAYI et BOUMA (1975) qui ont signalé que les conductivités hydrauliques saturées des microhorizons situés au sommet d'agrégats exondés sont supérieures à celles des microhorizons situés dans le fond des sillons (O.P.S. de dépôts).

Ces résultats doivent être considérés cependant avec la plus grande prudence, puisque le modèle utilisé fait appel à de nombreuses estimations. L'intérêt d'une telle démarche ne peut venir que de la confrontation des valeurs obtenues aux résultats expérimentaux de terrain.

2 - MESURES SOUS LAMES D'EAU.

a) Les méthodes de mesures au double anneau.

Les techniques de mesures des conductivités hydrauliques saturées sont nombreuses et variées. Certaines méthodes de laboratoire s'appliquent à des échantillons tamisés (Comme par exemple le test de perméabilité lié à la détermination de l'instabilité structurale, HENIN et MONNIER (1956), ou bien à des échantillons non remaniés (Méthode "Vergière" : BOURRIER, 1965; TALINEAU, 1969; POSS, 1978; etc...).

D'autres méthodes sont utilisées sur le terrain; il en existe de plusieurs types : certaines mesurent les infiltrations verticales et latérale de l'eau versée dans un trou (Méthode PORCHET): COLOMBANI, LAMAGAT et THIEBAUX, 1972). D'autres, plus souvent utilisées permettent d'estimer l'intensité d'infiltration sous une lame d'eau maintenue constante (Méthode MUNTZ : MANNERING, MEYER et JOHNSON, 1966; ROY et CHATTERJEE, 1969; BURGHARDT, 1970; NATHANI, SHARMA et NAGAR, 1978; etc...). Mais plusieurs chercheurs utilisent des techniques encore plus simples : La méthode proposée par PIOGER (1952) et utilisée par DURAND (1958), AUDRY (1962), BOULET (1966) et POSS (1978) consiste à déterminer le régime constant d'abaissement d'une lame de 10 cm dans un sol, le cylindre sur lequel s'effectuent les mesures est généralement de petit diamètre (9 cm), mais on peut lui donner une taille plus importante (1,50 m : PASHKOVSKIJ, 1978). HUMBEL (1978) a simplifié le dispositif à l'extrême puisqu'il supprime l'anneau de garde (Ce n'est donc plus une "méthode à double anneau" comme pour les techniques précédentes), et il ne détermine que la vitesse de disparition de la lame. Dans ce dernier cas, il ne s'agit que d'un test de perméabilité destiné à étudier la dispersion in situ de cette caractéristique.

Nous avons retenu la méthode PIOGER en raison de sa simplicité et des possibilités qu'elle offre de déterminer in situ la conductivité hydraulique saturée des matériaux superficiels d'un sol.

Il suffit en effet d'établir la pente $\frac{dy}{dt}$ des variations de la hauteur de la lame d'eau en fonction du temps et la profondeur atteinte par le front (H) à la fin des essais. Ho étant la hauteur d'eau initiale dans les deux cylindres, la loi de DARCY s'applique :

$$K_s = \frac{dy}{dt} \frac{H}{(H-Ho)}$$

b) Le modèle bidiamétrique de HUMBEL (1976).

Disposant de résultats obtenus par une méthode voisine de celle de MUNTZ, HUMBEL (1976) a tenté d'en déduire la taille des pores correspondant, en applicant la loi de POISEUILLE à l'envers. Mais ces seules données ne suffisent pas à reconstituer une distribution continue, du même type que celle que l'on peut déduire des courbes potentiels-humidités. En utilisant la variabilité de ses résultats, il a considéré que la distribution des rayons pouvait se réduire à deux classes seulement :

- la première est représentée par n tubes lisses et verticaux de rayon r, pour lesquels la conductivité hydraulique saturée est celle du premier quartile des données ($K_{s1/4}$) :

$$K_{s1/4} = a \, \Pi \, n \, r^4$$

$$a = \frac{\rho g}{8 \mu}$$

or la porosité "fonctionnelle" correspondante (Pf) est :

$$P_f = P_m \times y = n \Pi r^2$$

où P_m est la porosité mesurée

et y le terme correctif défini plus haut.

- la seconde est constituée d'un seul tube de rayon qui assure la dispersion interquartile (K_s) :

$$\Delta K_s = a \Pi R^4$$

A partir des trois données de terrain :

$K_{s1/4}$, ΔK_s et P_m

il est donc possible de calculer les deux rayons r et R

$$r = \frac{K_{s1/4}}{a \, y \, P_m}^{0,50} \qquad \text{et} \quad R = \frac{\Delta K}{a \Pi}^{0,25}$$

c) Taille des pores et conductivités hydrauliques saturées estimées par cette méthode.

La porosité est déterminée à partir des mesures de densités apparentes. Celles-ci ont été effectuées au cylindre sur les sols alluviaux (6 répétitions), et au sable sur le reg (10 répétitions). Les valeurs retenues sont les médianes des résultats.

Pour les mesures de conductivité hydraulique, six répétitions ont été réalisées pour lesquelles nous avons calculé moyennes, médianes, premiers quartiles et interquartiles.

Les essais ont porté sur les trois sols étudiés, soumis aux deux traitements (sol naturel et sol labouré), ainsi qu'en deux points du lit majeur du TELOUA :

Te 1 : sur des sables très grossiers (supérieurs à 1 mm),

Te 2 : sur des sables grossiers (supérieurs à 0,2 mm).

Notons que les mesures peuvent être considérées comme assez réalistes dans le cas du lit du cours d'eau et des sols alluviaux, qui peuvent être soumis temporairement à une inondation; elles ne le sont pas par contre sur le reg.

Nous avons reporté (Tabl. N°6), les résultats de taille de pores en diamètre pour mieux les comparer à ceux que l'on obtient à l'aide du quantimet.Un diamètre moyen fonctionnel a également été calculé à partir de la relation :

$$D_m = 2 \frac{K_{sm}}{a \, y \, \Pi}$$, avec K_{sm} : conductivité hydraulique saturée médiane

		ETAT NATUREL		LABOUR					
		Alluvions		Reg	Lit du Teloua		Alluvions		Reg
		Argileuses	Sableuses		Te_1	Te_2	Argileuses	Sableuses	
Conductivités hydrauliques saturées (mm/h)	Moyenne	61	922	96	13270	2500	54	1392	137
	Médiane	56	887	95	12320	2490	52	1480	128
	Premier quartile	46	765	82	10647	1695	47	1132	108
	Inter-quartile	29	298	32	4440	1543	14	348	58
Porosité		0,496	0,374	0,260	0,400*	0,400*	0,520	0,408	0,355
Diamètres (microns)	2r	99	465	183	1679	670	98	542	179
	$2r_m$	295	588	336	1135	363	290	668	363
	2R	133	238	136	468	359	112	248	158

*: estimation

TABLEAU n°6 : Conductivités hydrauliques saturées et diamètres des pores estimés par la méthode PIOGER.

Plusieurs conclusions sont à retenir de ces résultats :

- le modèle bidiamétrique ne semble pouvoir s'appliquer que dans le cas de sols très hétérogènes, lorsque la dispersion des résultats est grande. Dans la cuvette d'AGADEZ, où les sols sont dépourvus de végétation, la variabilité des résultats est relativement faible; la conséquence en est l'infériorité de R devant r, à l'exception du site argileux où l'activité faunique, déjà signalée, induit une plus grande hétérogénéité du milieu. Notons que pour le témoin naturel D = 2 R est de 133 microns; or les pores intermédiaires du microhorizon superficiel ont un diamètre mesuré au Quantimet, qui appartient à la seule classe 100-200 microns. Ces deux données ne sont pas en contradiction, bien qu'elles aient été obtenues à des échelles voisines (largeur d'une lame mince : 4 cm; diamètre du cylindre central : 9 cm), mais par des méthodes différentes.

- les valeurs des conductivités hydrauliques saturées médianes varient très largement : de 6 cm/h à plus de 13 m/h ! Elles se répartissent logiquement en fonction de la granulométrie de l'horizon superficiel. Le ruissellement ne doit donc apparaître à saturation que pour des intensités élevées de pluies (56 mm/h sur les alluvions argileuses, 95 mm/h sur le reg), et ne doit jamais se manifester sur les alluvions sableuses (l'intensité de pluie devrait atteindre près d'un mètre par heure...).

- les conséquences du labour sont différentes pour les trois types de sols : la labour augmente la conductivité hydraulique saturée du sol sur alluvions sableuses (de 67%) et sur le reg (de 35%). Par contre il s'accompagne sinon d'un diminution (les différences ne sont pas significatives au test de KOLMOGOROV-SMIRNOV), du moins d'un maintien à un bas niveau sur les alluvions argileuses. Ce résultat ne peut s'expliquer que par l'observation effectuée sur le terrain : dès que la lame d'eau de 10 cm recouvre les agrégats, on assiste à leur destructuration et à la formation très rapide (en une dizaine de minutes) d'une O.P.S., qui obture la macroporosité sous-jacente. Ce mécanisme a déjà été décrit dans la présentation morphologique de la parcelle soumise aux pluies simulées. Mais **cette fois-ci aucune énergie cinétique de gouttes de pluies n'intervient** : il ne s'agit donc pas d'un type d'O.P.S. souvent appelée "pellicule de battance". Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point important.

3 - MESURES SOUS PLUIES SIMULÉES.

a) Intérêt et contraintes de la simulation de pluies.

Les méthodes précédentes reconstituent rarement des conditions naturelles. La hauteur d'eau initiale utilisée dans le dispositif PIOGER est par exemple une centaine de fois plus épaisse que la lame généralement observée au cours d'un ruissellement. La surface de mesure est habituellement très réduite (64.10^{-4} m^2. dans le cas précédent), ce qui impose, comme nous venons de le voir un certain nombre de répétitions. Mais le principal défaut de ces méthodes est de ne pas pouvoir reconstituer les processus d'évolution des surfaces, qui surviennent au cours des pluies.

En vue de remédier à ces inconvénients, de nombreux appareils ont été construits dans le but de simuler des pluies. Il en existe un nombre important, qui a donné lieu à des études bibliographiques détaillées (MUTCHLER et HERMSMEIER, 1965; HALL, 1970). Nous pouvons distinguer deux grands types de modèles :

- les premiers utilisent des dispositifs producteurs de gouttes (embouts de diamètre fixe, lames dentées...), qui sont généralement toutes de la même dimension (ADAMS, DON KIRKHAM et NIELSEN, 1957; KAZO, 1966; RIOU, 1966; MUNN et HUNTINGTON, 1976; TRICKER, 1979). Grâce à l'adjonction d'un ventilateur, il est possible d'obtenir des gouttes plus fines et mieux réparties sur le sol (BOLI-BABOULE, 1976). Certains systèmes produisent des gouttes de tailles différentes : embouts de diamètres variés, tubes capillaires, aiguilles hypodermiques..., PALMER (1962); MUTCHLER et MOLDENHAUER, (1963). Mais ce type d'appareil ne reconstitue pas des énergies

cinétiques voisines de celles des pluies naturelles, pour les plus grosses gouttes, une hauteur d'environ 10 m est en effet nécessaire pour qu'elles atteignent leur vitesse limite dans l'air.

- le deuxième type d'appareils remédie à ce défaut en utilisant de l'eau sous pression et des gicleurs. Par ce moyen, et grâce à différents réglages, les énergies cinétiques naturelles sont presque atteintes (de 62% à 87% suivant les intensités, pour l'appareil de MEYER (1965). Ces dispositifs peuvent arroser des parcelles de grandes dimensions (de l'ordre de 50 m^2, MEYER et Mc CUNE, 1958; SHACHORI et SEGINER, 1962; SWANSON, 1965). Cette taille convient aux études d'érosion, mais n'est pas indispensable pour des travaux portant sur l'infiltration. Des appareils, moins coûteux et plus maniables ont été mis au point : ils arrosent des parcelles d'1 m^2 entourés d'un anneau de garde important (une dizaine de m^2). Pour ne pas les confondre avec les dispositifs utilisant des lames d'eau et parfois appelés "infiltromètres", ces appareils sont souvent désignés comme des "infiltromètres à aspersion". Un nombre croissant de chercheurs utilise cette méthode préconisée par BERTRAND et PARR (1960); BUBENZER et MEYER, 1965; MORIN, GOLDBERG et SEGINER, 1967; AMERMAN, HILLEL et PETERSON, 1970; RAWITZ, MARGOLIN et HILLEL, 1972; BRYAN, 1974; FARRES, 1978; SINGER et al., 1978; BARBER, MOORE et THOMAS, 1979; YAIR et al., 1980).

C'est un appareil de ce dernier type, que nous avons utilisé (ASSELINE et VALENTIN, 1978). Ses caractéristiques principales sont :

- Une gammes étendue d'intensités (de 30 à 140 mm/h),
- La possibilité de modifier l'intensité en cours de pluie,
- L'obtention d'énergies proches de celles des pluies naturelles (le rapport est de 129% à 30 mm/h et de 105% à 120 mm/h, en prenant pour dénominateur les énergies cinétiques des pluies naturelles mesurées à ABIDJAN (COLLINET et VALENTIN, 1979).

Les détails de mise en oeuvre, et d'installation de parcelles sont indiquées en annexe II.

b) Protocole d'essais.

Les pluies simulées doivent apporter une énergie cinétique voisine de celle des pluies naturelles; mais cette contrainte n'est pas la seule. Il semble intéressant d'approcher les phénomènes naturels au plus près et de respecter alors un certain nombre de règles comme celles du non dépassement de la pluie journalière ou des durées maximales correspondant à une intensité de pluie donnée : sous un climat déterminé, une pluie d'une certaine fréquence (par exemple décennale), ne peut en effet excéder une hauteur journalière qui, à AGADEZ, est de 50 mm (HOEPPFNER, LE GOULVEN et DELFIEU, 1980). Une pluie d'une intensité donnée

ne peut pas non plus avoir une durée supérieure à une valeur déterminée statistiquement. Nous nous sommes ainsi reportés aux courbes : intensités-durées de fréquence décennale, établies pour les différentes régions du NIGER par BRUNET-MORET (1963). Ce type de contraintes est rarement respectée; lorsque les auteurs en tiennent compte, ils utilisent le plus souvent la fréquence décennale, (SEGINER, MORIN et SACHORI, 1962; COLLINET et LAFFORGUE, 1979; CASENAVE, GUIGUEN et SIMON, 1979; COLLINET et al., 1980 a).

La hauteur totale des pluies simulées est du même ordre que la pluviométrie annuelle moyenne (calculée entre 1922 et 1975), qui est de 157 mm. Le protocole choisi peut être critiqué en raison de la faible durée des temps de ressuyage entre chaque pluie, puisque les parcelles reçoivent chacune l'ensemble des pluies en trois jours, alors que le nombre de jours pluvieux, de récurrence annuelle, est de 24. Signalons toutefois que les normes suivies ici pour simuler au mieux les phénomènes naturels sont plus contraignantes que celles généralement suivies : la plupart des auteurs utilisent en effet des protocoles fixes, quel que soit le milieu étudié (SIEMENS et OSCHWALD, 1976; SINGER et al., 1978; BORK, BORK et ROHDENBURG, 1978).

Su chaque parcelle, neuf pluies ont été simulées. Elles se répartissent en trois séquences pluvieuses (α, β et γ). Lors de la première séquence, survenant après cinq mois de sécheresse, les changements d'intensité ont eu lieu au cours des pluies. Pour les séquences suivantes, des temps de ressuyage très courts ont été ménagés entre chaque pluie (Tabl. N°7).

	Séquence α				Séquence β				Séquence γ			
N° de pluies												
t_r	5mois	0	0	0	16h	1h	30'	15'	22h	1h	30'	15'
Intensité (mm/h)	30	120	60	30	90	120	60	30	60	120	60	30
Durée (mn)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10

t_r : Durée du ressuyage qui précède la pluie.

TABLEAU n°7 : Principales caractéristiques des pluies simulées.

c) Mesure des conductivités hydrauliques saturées sous pluies simulées.

a) Présentation du modèle

Plusieurs modèles existent pour prévoir l'infiltration de l'eau dans le sol. Celui de PHILIP (1957), sans être compliqué, tient compte des trois phases présentes dans le sol (solide,

liquide et gazeuse). Il a maintes fois été utilisé (HANKS et BOWERS, 1962; GREEN, HANKS et LARSON, 1964; etc...). Les auteurs semblent lui préférer cependant, depuis quelques années, un modèle plus ancien, celui de GREEN et AMPT (1911) qui connaît ainsi un regain d'intérêt certain (YOUNGS, 1960; SKAGGS et al., 1962; MEIN et LARSON, 1973;AHUJA, 1974; MEIN et FARRELL, 1974; SWARTZENDRUBER, 1974; AHUJA, DANGLER et EL SWAIFLY, 1976; JAMES et LARSON, 1976; HACHUM et ALFARO, 1977; AGGELIDES et YOUNGS, 1978; JARRETT et FRITTON, 1978; SCHU TUNG CHU, 1978; EL-SHAFEI et FLETCHER, 1979; BRAKENSIEK,RAXCES et HAMON, 1979; FREYBERG et al., 1980; SLACK, 1980; etc...). Les études, qui ont utilisé simultanément les deux modèles ont conclu à la supériorité de celui de GREEN et AMPT (WHISLER et BROUWER, 1970), ou à la similitude des résultats obtenus (SWARZENDRUBER et YOUNGS, 1974; YU-SI-FOK, 1975).

La méthode de GREEN et AMPT (1911) repose sur plusieurs hypothèses simplificatrices :

. Le potentiel matriciel (Ψ_f) reste constant quelle que soit la position du front d'humectation supposé bien délimité.

. Au-dessus, le sol est humecté uniformément et sa conductivité reste constante. Signalons que cette hypothèse est en contradiction avec l'existence d'une zone de saturation proche de la surface et d'une zone de transmission située plus en profondeur, définies toutes deux par BODMAN et COLMAN (1943), et récemment redémontrées par BOND et COLLIS-GEORGE (1981).

Dans le cas où la lame d'eau en surface du sol est négligeable par rapport au potentiel matriciel du front d'humectation (lorsqu'il s'agit d'une lame de ruissellement), l'intensité d'infiltration F (t) est inversement proportionnelle à la profondeur z (t) atteinte par le front d'humectation : (Loi de DARCY)

$$F(t) = K(\theta) \quad \frac{\Psi_f + z(t)}{z(t)}$$

Si l'on considère la zone humectée comme saturée :

$$K(\theta) = K_s$$

et $$z(t) = \frac{W(t)}{\theta_s - \theta_i}$$

où $W(t) = \int_0^t F(t)\,dt$, c'est-à-dire la lame d'eau infiltrée cumulée depuis le temps (0)(début de la pluie)

et $\theta_s - \theta_i = \Delta_i$: déficit de saturation exprimé en pourcentage volumique;

$\Delta_i = P - \theta_i$, avec θ_i : humidité volumique initiale.

et P : porosité.

L'intensité d'infiltration peut donc s'exprimer :

$$F(t) = K_s \left(1 + \Psi_f \frac{P - \theta_i}{W(t)}\right) \quad (3)$$

MEIN et FARREL (1974) puis HACHUN et ALFARO (1977) ont vérifié qu'au laboratoire, Ψ_f se maintient sensiblement constant au cours des pluies même lorsque le déficit initial et les intensités de pluies varient. Ils l'ont calculé à partir de résultats obtenus au cours de simulation de pluies et considèrent que l'augmentation du nombre d'essais accroît la précision de sa valeur.

Au cours d'une pluie, l'intensité d'infiltration est égale à l'intensité d'averse jusqu'à l'apparition de flaques en surface. Pour des courtes longueurs de pente et une faible rugosité du terrain, le temps correspondant à l'apparition des flaques (tm) peut être considéré comme peu différent du temps d'apparition du ruissellement (t_i) : la valeur de W (t) correspondante est :

$$W(t)_i = \int_0^{t_i} F(t)\, dt = I \times t_i \text{ , avec I : intensité de pluie}$$

La lame infiltrée correspond en effet à la hauteur de pluie tombée au cours du temps t_i. Cette valeur est fréquemment appelée "pluie d'imbibition" : (Pi), par analogie à la hauteur de pluie susceptible de provoquer un écoulement sur un bassin versant (LAFFORGUE, 1977).

Au temps $t_i \sim t_m$, l'équation (3) s'écrit :

$$F(t_i) \sim F(t_m) = I = K_s \left(1 + \frac{\Psi_f \Delta_i}{P_i}\right) \quad (4)$$

Après un temps t_m, généralement court sur des petites parcelles, l'intensité d'infiltration devient constante, égale à F_n, jusqu'à la fin de la pluie que survient au temps t_u.

$tr < t < t_u$, $F(t) = F(t_r) = F_n$

Au temps tu, l'équation (3) s'écrit :

$$F(t_u) = F_n = K_s \left(1 + \frac{\Psi_f \Delta_i}{W(t_u)}\right) \quad (5)$$

Or, Δi peut être aisément calculé à partir des valeurs de porosité et d'humidités volumiques initiales. Pi et $W(t_u)$ sont d'autres données expérimentales obtenues aisément. K_s et Ψ_f se

calculent à partir des deux équations (4) et (5) :

$$K_s = \frac{F_n W(t_u) - P_i I}{W(t_u) - P_i} \qquad (6)$$

$$\Psi_f = \frac{P_i W(t_u) (I - F_n)}{(F_n W(t_u) - P_i I)\Delta_i} \qquad (7)$$

Les humidités initiales n'ont été déterminées qu'au début de chaque séquence pluvieuse (Prélèvements de cinq échantillons par tranches de 10 cm). Avant chaque pluie d'une même séquence, l'humidité initiale a été évaluée en considérant que les pertes dûes à l'évaporation pendant des temps de ressuyage inférieurs à une heure pouvaient être négligées par rapport aux lames d'eau infiltrées. Pour ce calcul nous avons donc estimé que les quatre pluies n'en constituaient qu'une seule :

$$\Delta_{in} = \Delta_{i1} \left(1 - \frac{\sum_{n=2}^{n=4} W_{n-1}(t_u)}{\sum_{n=2}^{n=4} W_n(t_u)}\right)$$

avec Δ_{i1} : déficit hydrique mesuré avant la première pluie

Δ_{in} : déficit hydrique calculé avant la pluie n (n varie de 2 à 4)

Ce déficit est calculé en prenant comme profondeur celle qu'atteint le front à la fin de la séquence pluvieuse, et en tenant compte des différentes densités apparentes de chaque horizon humecté.

Notons que, pour appliquer les équations (6) et (7) aux résultats expérimentaux, ceux-ci doivent satisfaire aux deux conditions :

1) $P_i \neq W(t_u)$ (le ruissellement doit se manifester)

2) $F_n > \frac{P_i I}{W(t_u)}$

Or, la première condition n'est pas remplie pour la première pluie qui tombe sur les parcelles labourées (3 cas). Pour 18 autres pluies, la deuxième relation n'est pas non plus satisfaite. Le modèle ne peut donc être appliqué que pour 33 pluies sur 54, soit 61% des cas.

Sur le tableau de résultats N°8, nous avons reporté, en plus des valeurs de K_s et Ψ_f, le nombre de pluies N_p pour lesquelles nous avons pu appliquer le modèle, et la profondeur du front d'humectation, mesurée après chaque séquence pluvieuse. Les résultats de la première pluie n'y figurent pas puisqu'ils n'ont pas pu être déterminés par cette méthode.

	Parcelles naturelles			Parcelles labourées		
	Alluvions		Reg	Alluvions		Reg
	Argileuses	Sableuses		Argileuses	Sableuses	
N_p	4	7	2	7	8	5
z_f(cm)	2	21	4,5	12	63	13
	3	47	7	16	84	17
	2,5	64	9	17	90	20
K_s(mm/h)	2,2	19,6	7,9	10,4	23,0	12,6
	1,3	14,5	?	5,4	22,1	6,6
Ψ_f(cm)	27,5	3,1	14,3	2,5	6,2	18,2
	14,3	3,2	?	4,0	2,5	54,0

?:valeur non déterminée
N_p:nombre de pluies où le modèle peut être appliqué. (nombre total de pluies=9)
K_s et Ψ_f sont les moyennes calculées pour les quatre pluies de la même séquence.

TABLEAU n°8 : Détermination des paramètres du modèle de GREEN et AMPT (1911).

Différentes remarques peuvent être formulées à partir de ce tableau :

• Le nombre de pluies, pour lesquelles le modèle peut être appliqué paraît lié à la validité des hypothèses de départ : il est le plus faible en effet sur les deux parcelles sur reg, c'est-à-dire là où la rugosité est la plus forte, et donc là où l'hypothèse ti = tm, n'est pas toujours satisfaite. Il est également faible pour la parcelle naturelle sur alluvions argileuses où la profondeur d'humectation très faible et irrégulière pour les trois séquences pluvieuses, n'a pas pu être bien définie (comme le cons-

tate HILLEL 1974 , pour les sol argileux).

- Aussi bien K_s que Ψ_f varient d'une séquence à l'autre, bien qu'ils restent sensiblement constants, au cours des quatre pluies d'une même séquence. Ces variations ne peuvent être interprétées qu'en considérant les profondeurs atteintes par le front et l'hétérogénéité pédologique de chaque profil :

. Parcelle naturelle : pour le sol sur alluvions sableuses, l'hypothèse d'homogénéité du profil paraît fondée puisque Ψ_f reste quasi constant. La valeur de K_s calculée à chaque fois pour l'ensemble de la zone humectée diminue par contre légèrement. Cette variation ne peut pas être attribuée à une discontinuité pédologique en profondeur. Il faudrait donc y voir plutôt la conséquence d'une modification de la conductivité hydraulique saturée de la surface (augmentation de la résistance hydraulique de l'O.P.S.). Sur alluvions argileuses, l'hétérogénéite du profil ne peut pas non plus être mise en cause puisque z_f ne varie presque pas entre les deux séquences (Du fait de l'évaporation entre les séquences pluvieuses α et β), si bien que la diminution de K_s peut donc être imputée aux variations de la résistance R_c de l'O.P.S. (résistance hydraulique). Les différences de potentiel de front seraient à rapprocher des variations de Δ_i.

.Parcelles labourées : la diminution de Ks entre les deux séquences est, pour la parcelle sur alluvions sableuses, moindre que pour les deux autres sites. Comme nous l'avons vu lors des descriptions, l'évolution superficielle de cette parcelle est en effet très rapide au cours de la première pluie. Pour la parcelle sur reg, la diminution de la conductivité hydraulique saturée n'est pas due à l'évolution de la surface, puisque nous avons déjà mentionné que son organisation superficielle varie peu au cours des pluies. Elle serait à rapprocher de la profondeur du front qui atteint, lors de la dernière séquence, le troisième horizon du profil (dépourvu d'éléments grossiers : sommet du paléosol), où le potentiel matriciel de ce matériau sec est certainement élevé, mais la conductivité réduite (Ψ_f = 54 cm).

Ces différents résultats doivent donc être interprétés non seulement en fonction des propriétés hydrauliques de la surface mais également de celles des horizons atteints par le front d'humectation. Ceux-ci jouent en effet un rôle important, surtout pour la parcelle dépourvue d'O.P.S.

. Les différentes valeurs de Ψ_f sont dans l'ensemble faibles. En effet, au début de chaque séquence (la première exceptée), le nouveau front d'infiltration traverse une zone presque saturée. Ces valeurs s'accordent bien avec la taille des pores des horizons concernés : le potentiel est plus élevé pour les sols argileux que pour les sols sableux; la macroporosité créée par le labour, et qui se maintient sous l'O.P.S. de la parcelle argileuse, engendre un potentiel nettement plus bas que celui de la parcelle naturelle.

. Les valeurs de K_S sont également très basses et nettement inférieures à celles que l'on obtient par la méthode PIOGER. Il convient par conséquent de comparer les différentes approches de la conductivité hydraulique saturée.

4 - COMPARAISON DES METHODES UTILISEES ET DISCUSSION.

a) Dispositif PIOGER et pluies simulées.

Il est nécessaire de rappeler que les conductivités hydrauliques saturées déterminées à l'aide des différentes méthodes utilisées ne sont pas directement comparables, puisqu'elles ne correspondent pas aux mêmes épaisseurs de matériaux :

. quelques millimètres pour les pellicules superficielles,

. de 20 à 30 cm pour la méthode PIOGER (la profondeur du front d'humectation correspond alors à une lame infiltrée de 100 mm),

. de 2 à 90 cm sous pluies simulées, pour les différentes lames infiltrées qui varient elles mêmes de 37 à 110 mm pour 150 mm de pluie.

Dans le cas du double anneau, l'infiltration est totale, tandis que sous pluies simulées, l'eau a la possibilité de s'écouler en surface.

Les différences de profondeur concernées ne suffisent cependant pas à expliquer les très importants écarts de résultats que l'on constate pour les deux méthodes : dans le cas du double anneau, les valeurs obtenues s'échelonnent en effet de 5 cm/h à 1,5 m/h, alors que sous pluies simulées, elles sont nettement plus basses et plus regroupées (de 0,1 cm/h à 2,3 cm/h). Il n'est donc pas possible de prévoir la valeur absolue de conductivité hydraulique saturée d'un sol sous les pluies naturelles à partir des données PIOGER.

Le fait que l'on ne puisse pas déterminer les valeurs réelles de conductivité hydraulique saturée à l'aide de cette méthode ne serait pas embarrassant pour le praticien s'il existait un terme correctif permettant de passer d'une échelle de résultats à l'autre. En effet, divers auteurs ont remarqué que les valeurs de K_S déterminées sous double anneau sont nettement supérieures à celles que l'on mesure sous pluies (HILLS, 1971; SMITH, 1976; JAMES et LARSON, 1976; TRICKER, 1978), mais cette différence est généralement attribuée à l'influence des succions latérales sur le volume humecté, qui prend très souvent une allure de champignon renversé. Ainsi, cette méthode n'aurait que valeur de test (BOULET, 1966; AUDRY et al., 1973; POSS, 1978; etc...), puisque ces auteurs considèrent que les K_S calculés à partir d'essais au double anneau permettent un classement de la "perméabilité" des différents sols étudiés, qui peut être appliqué sous pluies naturelles.

En appelant ARG, le site sur alluvions argileuses, SAB. celui sur alluvions sableuses et REG celui sur reg, et en affectant à ces termes l'indice 1 pour les parcelles naturelles et l'indice 2 pour les parcelles labourées, le classement déduit des résultats PIOGER pour les valeurs K_s est le suivant :

ARG.2<ARG.1<REG.1<REG.2<SAB.1<SAB.2

Ce classement est légèrement différent de celui des valeurs de K_s calculées sous pluies simulées (Séquence β, pour laquelle nous disposons de toutes les données :

ARG.1<REG.1<ARG.2<REG.2<SAB.1<SAB.2

Si la méthode du double anneau peut être considérée comme test, non seulement le classement des valeurs devrait être identique pour les deux méthodes, mais également leurs rapports. Or, la conductivité hydraulique de SAB.2 est près de trente fois supérieure à celle de ARG. 2 selon la méthode PIOGER, alors que sous pluies, ce rapport n'est que de 2,2. Des différences importantes apparaissent également lorsque l'on compare les résultats d'un même site (Tabl. N°9).

		Alluvions		*Reg*
		Argileuses	*Sableuses*	
K_{sL}/K_{sN}	*Double anneau*	*0,93*	*1,67*	*1,35*
	Pluies simulées	*4,70*	*1,17*	*1,59*

K_{sL}/K_{sN} : *Rapport des conductivités hydrauliques saturées des parcelles labourées et naturelles*

TABLEAU n° 9 : Comparaison de résultats obtenus selon la méthode PIOGER et la simulation de pluies.

Quelques auteurs attirent l'attention sur les difficultés d'application de la méthode du double anneau (GIFFORD et HAWKINS 1978) : LAFFORGUE et NAAH (1976) ont ainsi comparé les intensités d'infiltration mesurées à l'aide du dispositif MUNTZ, et sou pluies simulées, sur un sol très humide soumis à deux traitements (sous végétation naturelle et labour). Leurs résultats (Tabl. N°10) démontrent également que les méthodes de mesure sous lames d'eau ne peuvent pas être utilisées pour prévoir la capacité d'infiltration d'un sol sous pluies naturelles.

	Sol sous-végétation naturelle	Sol labouré sur 10 cm
Méthode MUNTZ		
.nombre de répétitions	25	50
.valeur médiane de dy/dt (mm/h)	210	430
Simulation de pluies (Type SWANSON 1965) I= 150 mm/h ,($\Delta_i \sim 0$)		
F_n (mm/h)	90	20

TABLEAU n°10: Comparaison de résultats obtenus selon la méthode MUNTZ et la simulation des pluies (d'après LAFFORGUE et NAAH (1976), Côte d'Ivoire, Sol ferrallitique désaturé.)

L'une des raisons majeures des différences de résultats provient des réactions de la surface du sol : elles sont en effet rarement identiques sous lame d'eau et sous pluies. Sous 10 cm d'eau, le sol labouré sur alluvions argileuses présente une conductivité hydraulique superficielle (sur 20 cm) inférieure à celle du sol témoin. Sous pluies simulées, par contre, elle devient près de cinq fois plus élevée que celle du sol naturel. Alors qu'aucun agrégat ne subsiste en surface après une dizaine de minutes sous lame d'eau, environ 15% de la surface en reste couverte à la fin des pluies. Or, l'analyse de la porosité au Quantimet a révélé que l'infiltration ne pouvait avoir lieu qu'à partir de ces agrégats. La comparaison des trois méthodes utilisées nous permet donc d'affirmer, que l'instabilité structurale des agrégats de la parcelle labourée sur argile, soumise aux pluies, est inférieure à celle que l'on observe sous lame d'eau.

Dans une moindre mesure, ce phénomène caractérise également le site sur reg, où le rôle protecteur des éléments grossiers est plus marqué sous pluie que sous lame d'eau.

Lorsque les agrégats sont très sableux, leur stabilité est, par contre, plus forte sous une lame d'eau que sous le choc des gouttes de pluies. C'est sur ce site que le rôle du labour est en effet le moins marqué sous pluies simulées (Tabl. N°9). De ce qui précède, il ressort que le dispositif PIOGER n'a pas valeur de test de "perméabilité". Il est néanmoins susceptible d'apporter des indications sur l'évolution des surfaces subitement recouvertes d'une lame d'eau.

b) Relations entre la résistance hydraulique des O.P.S. et la conductivité saturée des sols.

α) Les variations de K_S au cours du temps.

Nous avons mis en évidence une diminution de K_S au cours des deux dernières séquences bien qu'elle soit très faible pour la parcelle sableuse labourée et ne dépende pas des modifications de l'état de surface pour la parcelle labourée sur reg. Pour les trois autres parcelles, (pas de données sur REG.1) cette variation de K_S semble pouvoir être attribué à l'évolution des O.P.S. au cours des pluies.

Divers chercheurs, qui ont utilisé la simulation de pluies et des modèles analogues (SKAGGS et al., 1969; BRUCE, THOMAS et WHISLER, 1976), ont également constaté que K_S ne reste pas constant lorsque le sol est découvert, et ils ont attribué cet effet à la formation d'O.P.S. Mc INTYRE (1938, EDWARDS et LARSON (1969) puis FARREL et LARSON (1972), ont montré que la diminution de K_S est proportionnelle à la durée des pluies. Elle est également liée à la hauteur de chute des gouttes, et donc à leur vitesse d'impact (BISAL, 1967), ainsi qu'au nombre de gouttes (SEGINER et MORIN, 1970). MORIN et BEANYAMINI (1977) ont suggéré de prendre en compte, dans les modèles, non pas le déficit de saturation, mais l'énergie cinétique cumulée des pluies précédentes. Le nombre de nos données ne nous permet pas de mettre en évidence de tels effets; rappelons cependant que nous avons établi des relations entre l'énergie cinétique des pluies d'imbibition et la résistance mécanique à la pénétration des O.P.S.. Certes, il n'est pas démontré qu'il existe une relation simple entre les résistances mécanique et hydraulique, mais il convient de noter qu'elle dépendent toutes les deux de l'épaisseur de la pellicule et doivent donc varier conjointement.

Il semble légitime, par conséquent, d'estimer que la diminution de la conductivité saturée mesurée sur l'ensemble du profil humecté est due le plus souvent à l'évolution des O.P.S. au cours des pluies.

β) Rôle joué par le potentiel matriciel des matériaux sous-jacents à l'O.P.S.

Comme KUTILEK (1973), nous constatons que les intensités d'infiltration en régime permanent (F_n) diminuent en même temps que K_S. Mais notre hypothèse d'uniformité des sols est fausse puisqu'il existe au sommet de la plupart d'entre eux une O.P.S., dont la conductivité saturée est nettement plus faible que celle des horizons sous-jacents. Or, lorsque un horizon à gros pores est situé directement sous un matériau à pores plus fins, la progression du front est momentanément stopée, l'eau s'accumule à la base du matériau à pores fins jusqu'à ce que le potentiel soit devenu suffisamment bas pour permettre l'entrée de l'eau dans l'horizon suivant. Cette règle des sols hétérogènes (MILLER et GARDNER, 1962) s'applique également au système constituée par l'O.P.S. et le matériau situé directement au-dessous. HILLEL (1964) puis HILLEL et GARDNER (1969) ont en effet établi la relation, déjà signalée (Equation 1), qui permet de prévoir l'in-

tensité d'infiltration en fonction de la résistance hydraulique R_c de l'O.P.S., et du potentiel du matériau situé dessous : $\Psi_d(t)$

$$F(t) = \frac{\Psi_d(t)}{R_c}$$

Lorsque la zone située sous l'O.P.S. n'est pas encore saturée, l'intensité d'infiltration dépend donc non seulement des propriétés hydrauliques de l'O.P.S. mais également de celles de cette zone sous-jacente (KAMIL et BERTRAND, 1962; EDWARDS et LARSON, 1969; RAATS, 1974). Or ce potentiel est étroitement lié à la taille des pores : l'infiltration sera donc d'autant plus faible que l'horizon situé sous l'O.P.S. sera macro-poreux (EDWARDS, VAN DER PLOEG et EHLER, 1980) et, partant, que la taille de ses agrégats sera importante (AMEMIYA, 1965). La présence de grands pores de type allongé sous la pellicule superficielle du site argileux naturel (Fig. N°21) apparaît ainsi comme un facteur défavorable à l'infiltration et peut expliquer pourquoi, dès la première pluie, la valeur de F_n (9,5 m/h) est si faible.

Lorsque cette zone située sous l'O.P.S. approche de la saturation (ce qui est rapide pour des sols à bas K_s), F_n tend vers le K_s du modèle de GREEN et AMPT (1911), et vers K_{us}, la conductivité hydraulique saturée de l'O.P.S. (HILLEL et GARDNER, 1969). C'est pourquoi HANKS et BOUWERE (1962) ont remarqué que les caractères hydrauliques d'un matériau peu perméable interviennent surtout lorsque le front d'infiltration a progressé sur l'ensemble de l'horizon suivant.

Nous pouvons ainsi déterminer les conductivités hydrauliques saturées des O.P.S. en considérant qu'elles sont très voisines des conductivités Ks mesurées pour la dernière séquence pluvieuse.

La valeur de K_{us} ainsi calculée pour la parcelle naturelle sur alluvions argileuses (1,3 mm/h), est sensiblement identique à celle que l'on détermine à partir de l'analyse de la porosité au Quantimet (1,2 mm/h). Ces valeurs sont également très proches pour la parcelle labourée (5,4 mm/h) à partir de la simulation de pluies, 7 mm/h d'après l'analyse de l'espace poral au Quantimet.

Il serait hasardeux d'en conclure que les deux types d'approches pourtant très différentes conduisent dans tous les cas à des résultats voisins, mais il est intéressant de signaler que dans le cadre de ces travaux, ils ne sont pas contradictoires. Ils permettent de constater comme Mc INTYRE (1958) que c'est la première pellicule de l'O.P.S., et par conséquent les tout premiers millimètres du sol, qui contrôlent à saturation la conductivité de l'ensemble.

Ces différents résultats tendent ainsi à montrer que la quantification de la porosité sur des lames minces d'O.P.S., permet une meilleure prévision de la conductivité hydraulique saturée d'un sol, que les mesures menées à l'aide d'un dispositif à double anneau.

c) Evolution des caractéristiques hydrauliques d'un horizon labouré.

Les considérations précédentes suffisent à prévoir l'évolution de la conductivité hydraulique d'un sol labouré, soumis aux pluies naturelles : elle dépendra essentiellement de l'instabilité structurale et de la taille des mottes ou agrégats, apportés en surface. Contrairement à une idée souvent admise, le labour ne favorise pas toujours l'infiltration. DULEY (1939), puis MUSGRAVE (1955), suivis de PARR et BERTRAND (1960), ROOSE (1976a), GIFFORD et BUSBY (1974), ont indiqué que la capacité d'infiltration d'un sol labouré pouvait devenir inférieure à celle du témoin naturel. C'est le cas des agrégats qui sont instables sous le choc des gouttes de pluies et se destructurent pour constituer, dans les dépressions (sillons, zones interbillons etc...), des O.P.S. de dépôts, particulièrement peu perméables, comme nous l'avons vu. Si des mottes ou des agrégats se maintiennent, en surface, ce sont eux qui assurent la majeure partie de l'infiltration. Lorsque l'O.P.S. devient continue, les intensités d'infiltration dépendent, avant la saturation de l'horizon (Ap) sous-jacent, de son potentiel matriciel et donc de la taille des agrégats.

d) Remargues sur la notion de conductivité hydraulique saturée.

De nombreux facteurs conditionnent la conductivité hydraulique saturée : la granulométrie (ZEIN EL ABEDINE, ABDALLA et MOUSTAFA, 1967; BOUMA et al., 1971) qui intervient elle-même sur la distribution de la taille des pores (PALL et MOSHENIN, 1980). Les racines et la faune du sol jouent également un rôle important (MARTY et COUREAU, 1969; EHLERS, 1975). Mais comme nous venons de le signaler, l'instabilité structurale est à prendre aussi en compte (EMERSON et GRUNDY, 1954; VUVIC, 1969; BURWELL et LARSON, 1969). Citons également l'influence du taux de salinité : la présence en proportion importante de sodium échangeable s'accompagne généralement d'un bas K_s (MANNERING, MEYER et JOHSON, 1966; LOLE, KHANVILKAR et MISHRA, 1970; FARREL, 1972). CHANG et O'CONNOR (1980) signalent également qu'un équilibre s'établit entre le sol et l'eau d'irrigation légèrement saumâtre, et que la valeur de la conductivité saturée se maintient alors constante. Lorsqu'il pleut, par contre, le déséquilibre ionique provoque la dispersion des argiles, qui bloquent les pores et K_s se trouve ainsi diminué.

Ces différentes remarques conduisent à souligner le caractère instable des valeurs de la conductivité hydraulique saturée, qui dépend d'un nombre très élevé de facteurs fluctuants. En conditions naturelles, cette notion ne peut donc être utilisée qu'avec prudence, même si elle se révèle être un excellent outil de recherche en laboratoire.

Son emploi sur le terrain, pour être efficace, doit être accompagné de mesures de potentiels à l'aide de tensiomètres. Or cette condition n'est que rarement remplie par les praticiens (hydrologues et agronomes), qui préfèrent généralement utiliser

des méthodes plus simples associées à des relations plus empiriques. Celles-ci, moins généralisables que les modèles physiques sont souvent plus opérationelles à l'échelle considérée (parcelles, exploitation,...). Pour cette raison, nous devons présenter nos résultats d'une manière moins abstraite.

B) ETUDE DES RELATIONS : PLUIE-RUISSELLEMENT-INFILTRATION, SOUS PLUIES SIMULEES.

1 - DETERMINATION DE QUELQUES PARAMETRES D'HYDROLOGIE DE SURFACE.

a) L'apparition du ruissellement.

α) Relation avec le déficit de saturation.

La plupart des travaux menés par les hydrologues n'utilisent pas les modèles physiques présentés précédemment. En effet, comme le souligne BAUER (1974), les modèles empiriques utilisés en hydrologie qui servent à prévoir les écoulements, sont eux-mêmes compliqués, si bien que peu d'auteurs cherchent à les alourdir de données de terrain, telles que les conductivités hydrauliqes, les potentiels, les porosités, et les humidités des différents horizons d'un sol. IVE et al. (1976) remarquent que de nombreux modèles hydrologiques ou bioclimatologiques (FITZPATRICK et NIX, 1969; ROSE et al., 1972; Mc COWN, 1973; JOHNS et SMITH, 1975) reposent sur le principe que le sol joue un rôle de réservoir, et que le ruissellement n'apparaît qu'à saturation, c'est-à-dire à partir d'une certaine hauteur de pluies cumulées, quelles que soient leurs intensités et les temps de ressuyage et d'évaporation entre les pluies.

L'utilisation d'un infiltromètre à aspersion permet de déterminer les paramètres qui interviennent sur l'apparition du ruissellement. Bien entendu, les mesures réalisées sur des parcelles d'un m^2 ne sont pas transposables directement à l'échelle d'un bassin versant, et nous aurons l'occasion de revenir sur ce problème, mais ce type d'études permet néanmoins l'analyse des phénomènes.

Comme nous l'avons montré lors des calculs de conductivités hydrauliques saturées, le début de la pluie peut se décomposer en plusieurs phases (RUBIN, 1966; RUBIN, 1969; OHMES et MANGES, 1977; LAFFORGUE, 1977; SHU TUNG CHU, 1978) (Fig. N°22).

- Du temps 0 au temps t_m : l'infiltration est totale et égale à l'intensité de la pluie,
- Du temps t_m au temps t_i: les premières flaques se forment en surface mais le ruissellement n'apparaît pas encore,
- Au temps t_i se situe le début du ruissellement.

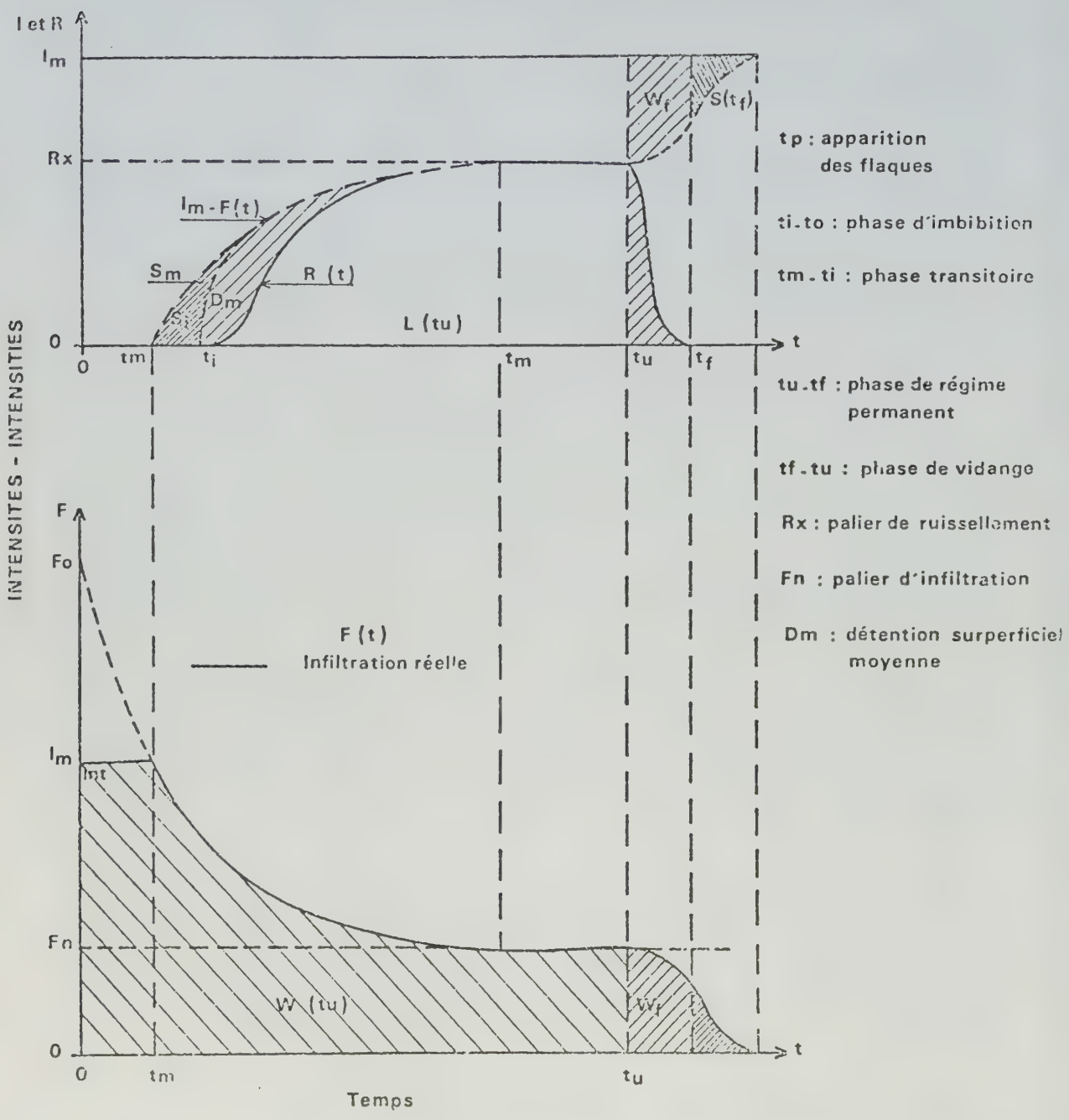


FIG. 22 :
ANALYSE DU RUISSELLEMENT ET DE L'INFILTRATION

(D'après LAFFORGUE, 1977)

Pour des parcelles planes, peu rugueuses, et courtes, t_m est très peu différent de t_i.

Plusieurs auteurs ont montré, à l'aide de relations empiriques établies à partir de simulation de pluies, que la hauteur de cette pluie d'imbibition est proportionnelle au déficit initial de saturation : Δ_i (AHUJA, DANGLER et EL SWAIFLY, 1976; SINGER et al., 1978) :

$$P_i = A + B\,\Delta_i$$

, où A et B sont deux constantes caractéristiques du sol.

Nous avons essayé de vérifier cette relation à partir de nos résultats (Tabl. N°11).

	Parcelles naturelles			*Parcelles labourées*		
	Alluvions		*Reg.*	*Alluvions*		*Reg.*
	Argileuses	*Sableuses*		*Argileuses*	*Sableuses*	
A	*0,091*	*-0,274*	*0,555*	*-2,605*	*-2,70*	*0,436*
B	*4,4*	*14,27*	*12,54*	*279*	*410*	*66,3*
-A/B	*-0,021*	*0,019*	*-0,044*	*0,009*	*0,007*	*-0,007*
n	*9*	*9*	*9*	*9*	*9*	*9*
r^2	*0,79°°°*	*0,66°°*	*0,77°°*	*0,48^{ns}*	*0,40^{ns}*	*0,82°°°*

n:effectif:nombre de pluies

r^2*:coefficient de détermination*

°°°:significatif à 0,1 %

°°:significatif à 1,0 %

ns:non significatif à 2,0 %

TABLEAU n°11: Paramètres expérimentaux de la relation $P_i = A + B.\Delta_i$

La relation ne s'applique convenablement que pour les parcelles naturelles et pour la parcelle labourée sur reg, c'est-à-dire sur les sols pour lesquels l'évolution de surface est limitée. L'ajustement est le meilleur pour la surface qui subit le moins d'évolution au cours des pluies (Parcelle labourée sur reg); elle est au contraire faible pour la parcelle labourée sur alluvions argileuses, où la surface présentait de nombreuses fentes au début de la seconde séquence pluvieuses (Photo. N°11). Ces fentes ne se referment qu'après un certain temps et allongent par conséquent la duré d'imibition. Comme le signalent HOOGMOED et BOUMA (1980), elles "court-circuitent" l'apparition du ruissellement.

La valeur de-A/B correspond à celle de Δ_i , pour laquelle la pluie d'imibibition serait théoriquement nulle. Mais en pratique, P_i ne peut jamais être égale à zéro; le dispositif est, en effet, tel que même pour des surfaces rigoureusement imperméables, il existe un temps de latence d'environ 15 secondes avant que l'enregistrement du ruissellement commence.

Le fait que le déficit de saturation puisse devenir négatif peut être attribué à ce court délai, mais également à une sous-évaluation de la porosité du profil humecté. Nous remarquerons cependant que les valeurs de-A/B sont faibles et que les erreurs expérimentales qui portent sur les porosités et sur les humidités sont donc limitées.

Signalons que divers auteurs (FEODOROFF, 1965; SLACK, 1980) préconisent l'emploi de l'humidité de capacité au champ au lieu de la porosité comme valeur d'humidité à saturation. Par ailleurs, la plupart des hydrologues utilisent des indices d'humidité, qu'ils appliquent à différentes échelles (du m^2, à plusieurs km^2). Ils font généralement intervenir le temps de ressuyage (t_r) précédant la pluie, et la hauteur cumulée des pluies précédentes : (ΣP_u)

Indice d'humidité = $\Sigma\ P_u\ t_r^j$, ou $\Sigma\ P_u k^{r^j}$, ou $\Sigma\ P_u\ e^{-j\ t_r}$, ou seulement t_r.

Ces indices empiriques (j est déterminé a priori, ou expérimentalement, et varie suivant les sols, les bassins versants etc. ..) ont été largement utilisés (DUBREUIL, 1967; RICHARDSON, BARID et SMERDON, 1969; LAFFORGUE et NAAH, 1976; RASCLE, 1980; CASENAVE, 1981, etc...). Ils présentent l'avantage d'être souvent remarquablement opérationnels, et ils sont donc très utiles lorsque l'humidité des sols ne peut pas être définie correctement.

β) Intensité limite de ruissellement.

L'état hydrique du sol ne suffit pas à déterminer totalement la valeur des pluies d'imbibition : il est en effet nécessaire que l'intensité d'averse dépasse un certain seuil pour que le ruissellement apparaisse; en dessous de cette limite, l'infiltration reste égale à l'intensité de la pluie, quel que soit le degré de saturation du sol. Cette règle empirique (FEODOROFF, 1965; LAFFORGUE, 1977; HACHUM et ALFARO, 1977; COLLINET et LAFFORGUE, 1979; COLLINET et VALENTIN, 1979) est conforme aux différents modèles qui reposent sur les relations de GREEN et AMPT (1911) (MOREL-SEYTOUX, 1975; KUTILEK, 1980; etc...). L'équation (4) peut en effet s'écrire :

$$P_i = \frac{K(\theta)\ \Psi f\ \Delta i}{I - K(\theta)}$$

où $K(\theta)$: conductivité hydraulique à l'humidité θ

La pluie d'imbibition dépend donc non seulement du déficit de saturation mais également de l'intensité de la pluie. En outre, P_i ne peut être défini que pour $i > K(\theta)$.

L'intensité de pluie limite (I_1) : (LAFFORGUE, 1977), encore appelée capacité maxima d'absorption (FEODOROFF, 1965), est donc égale à la conductivité hydraulique du modèle de GREEN et AMPT (1911).

Pour les dernières pluies simulées, lorsque le profil est proche de la saturation cette valeur I_1 peut donc être assimilée à la conductivité hydraulique saturée. Elle peut être déterminée graphiquement, très facilement, comme nous le verrons plus loin (Fig. N°25).

γ) Résultats expérimentaux.

Nous avons reporté sur le tableau N°12, les hauteurs de pluies d'imbibition :

	Parcelles naturelles			*Parcelles labourées*		
	Alluvions		*Reg.*	*Alluvions*		*Reg.*
N° de pluie	*Argileuses*	*Sableuses*		*Argileuses*	*Sableuses*	
	2,7	*7,9*	*4,2*	*25,0*	*25,1*	*23,1*
	2,3	*3,2*	*2,3*	*4,7*	*4,1*	*12,2*
	0,5	*1,6*	*1,0*	*0,5*	*3,5*	*3,9*
	0,9	*2,1*	*2,0*	*1,8*	*2,3*	*5,5*
	0,5	*1,1*	*0,8*	*0,5*	*1,6*	*3,0*

TABLEAU n°12: Hauteurs des pluies d'imbibition(mm) des cinq averses à 60 mm/h.

Notons qu'après cinq mois de sécheresse, et sous une première pluie de 60 mm/h (ce qui n'est pas exceptionnel sous ce climat), le ruissellement commence à se manifester après des durées d'imbibition (t_i) très faibles : ($t_i = Pi/I$) pour le sol sur alluvions sableuses, considéré comme très perméable lors de la reconnaissance pédologique (PIAS, 1979), et d'après les mesures PIOGER, selon lesquelles un écoulement superficiel ne peut jamais apparaître sur un tel sol (Tabl. N°6), le ruissellement commence à être enregistré après moins de huit minutes d'averse.

Pour les trois sols naturels étudiés, les valeurs de P_i au cours des séquences pluvieuses suivantes sont comparables : l'infiltration commence à diminuer après moins de deux minutes. Il ne s'agit pas de l'effet d'une mouillabilité moindre des sols secs puisque l'infiltration n'augmente pas après cette phase.

L'uniformité de ces résultats ne peut pas s'interpréter en fonction des caractères pédologiques, puisque ces trois sols sont très différents, ni à partir d'états hydriques semblables (les lames infiltrées cumulées diffèrent largement), mais par la présence en surface d'O.P.S., dont les conductivités hydrauliques sont très basses dans les trois cas.

Un autre phénomène mérite enfin d'être signalé : alors que la composition des matériaux superficiels diffère pour les trois sols, les pluies d'imbibition sont élevées et sensiblement égales, lorsque l'horizon superficiel est sec et labouré dans des conditions standard.

Lorsque les sols sont plus humides, la présence ou non d'O. P.S. en surface détermine des valeurs de P_i plus ou moins élevées (6 fois plus importante pour la parcelle sans O.P.S. sur reg, que pour la parcelle sur alluvions argileuses).

Ces différents résultats nous montrent donc que pendant la première phase de la pluie, ce sont davantage les caractères de surface que ceux du profil pédologique, qui interviennent sur le régime d'infiltration. Il apparaît également que c'est plus l'organisation des constituants (notamment la structure et la porosité), qui déterminent la durée de la pluie d'imbibition, que leur nature.

Nous examinerons par la suite certaines conséquences agronomiques liées à ces conclusions.

b) Les intensités d'infiltration à régime constant.

Quel que soit le déficit de saturation du sol, il existe une durée de pluie (t_m) pour laquelle l'intensité d'infiltration devient constante (Fig. N°22 et 23). Pour des parcelles de grande taille, il est intéressant d'étudier la phase qui s'étend entre l'apparition du ruissellement et la stabilisation de l'infiltration. De nombreux modèles empiriques rendent compte de cette diminution de l'infiltration en fonction du temps : citons celui de HORTON (1940) très souvent utilisé (SKAGGS et al., 1969), BAUER, 1974; GIFFORD, 1976; COLLIS-GEORGE, 1977; LAFFORGUE, 1977):

$$F(t) = F_n + (F_o - F_n)\, e^{-J\,t}$$

, où F_n est l'intensité d'infiltration à régime constant, et F_o la capacité d'absorption au temps zéro.

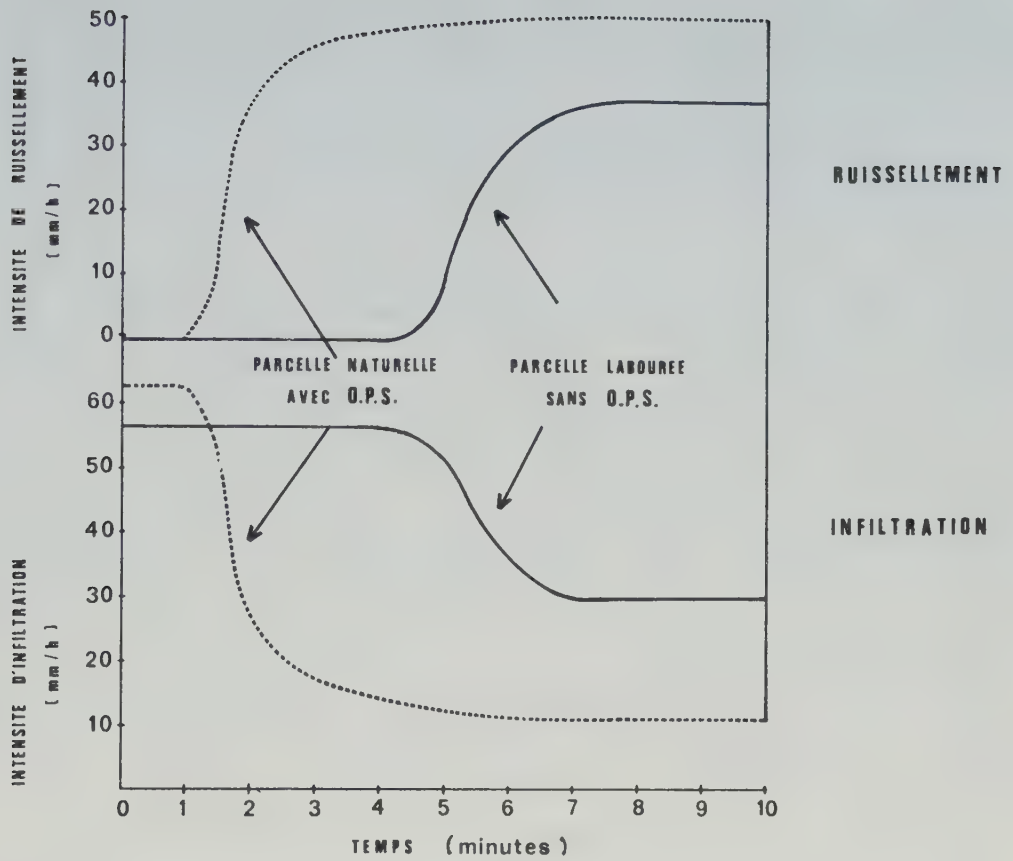


FIG. 23: EXEMPLE D'ÉVOLUTION DES INTENSITÉS D'INFILTRATION ET DE RUISSELLEMENT AU COURS DU TEMPS

(SITE SUR REG. 3^{e} PLUIE DE LA 2^{e} SEQUENCE)

Celui de KOSTIAKOV (1942) est également employé (JOBBLING et TURNER, 1967; OHMES et MANGES, 1977) :

$$F(t) = A\ t^{-L\ t}$$

SWARTZENDRUBER et HILLEL (1975) ont aussi proposé :

$$F(t) = F_n + B\ t^{-C}$$

Dans tous les cas, il s'agit de relations empiriques, où les différentes constantes (A, B, C, J et L) sont déterminées expérimentalement.

Pour des parcelles courtes, et des séquences pluvieuses rapprochées, le régime permanent F_n est rapidement atteint (Fig. N°23), et ce sont ces variations que nous avons étudiées.

α) Influence du déficit de saturation.

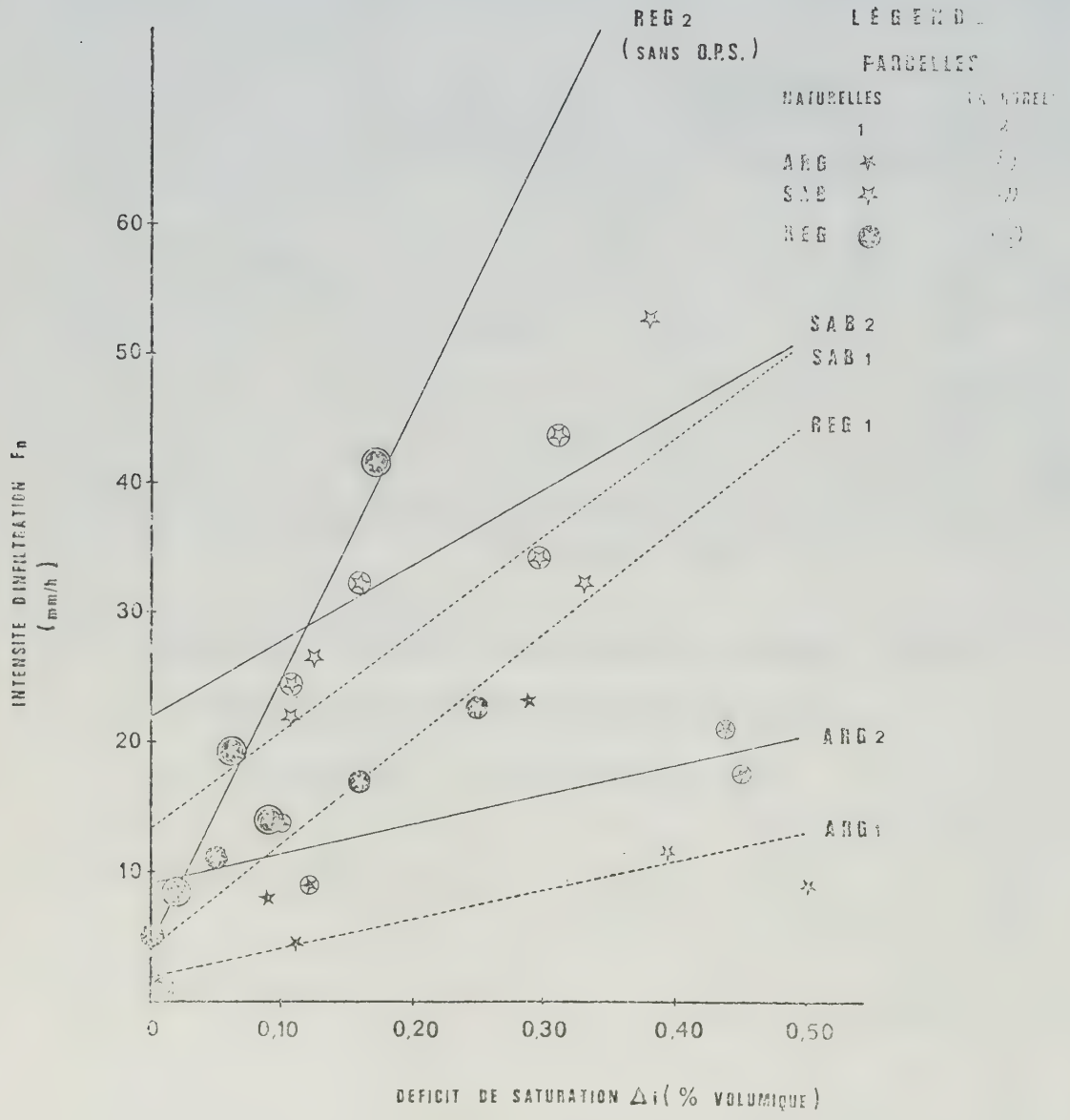


FIG.24 : EFFET DU DÉFICIT DE SATURATION SUR L'INTENSITE D'INFILTRATION A RÉGIME CONSTANT (INTENSITE D'AVERSE : [illegible])

D'après les relations de GREEN et AMPT (1911) F_n dépend linéairement du déficit de saturation (Equation (5)). La figure N°24 confirme ce type de relation. Elle permet, de plus, d'évaluer graphiquement -mais la précision est meilleure en établissant les régressions linéaires- les valeurs de F_n à saturation, c'est-à-dire les conductivités hydrauliques saturées.

Le tableau N°13 montre, en effet, que cette méthode permet une approximation convenable.

	Parcelles naturelles			*Parcelles labourées*		
	Alluvions		*Reg*	*Alluvions*		*Reg*
	Argileuses	*Sableuses*		*Argileuses*	*Sableuses*	
K_{s1}	*1,3*	*14,5*	*?*	*5,4*	*22,1*	*6,6*
K_{s2}	*1,4*	*13,3*	*4,1*	*9,2*	*22,9*	*4,1*

K_{s1} : *Conductivité hydraulique saturée déterminée à partir des relations de GREEN et AMPT (1911)*

K_{s2} : *Conductivité hydraulique saturée déterminée empiriquement à partir de la relation* $F_n = x_1 \Delta_1 + x_2$ *, (* x_1 *et* x_2 *: constantes expérimentales)*

TABLEAU n°13 : Comparaison de deux méthodes de détermination des conductivités hydrauliques saturées.

β) Influence de l'intensité de pluie.

Les travaux portant sur l'influence de l'intensité des pluies sur les intensités d'infiltration à régime constant sont très peu nombreux. Quelques auteurs (NASSIF et WILSON, 1975; BOUMA, DREKER et WOSTEN, 1978) ont montré cependant que F_n est une fonction croissante de l'intensité d'averse. Mais RUBIN (1969) a remarqué qu'il n'existe pas de règle générale.

Nos résultats montrent, que si la relation peut être linéaire et croissante dans la plupart des cas, les pentes de ces droites varient largement et peuvent même devenir nulles. Dans ce dernier cas, F_n est indépendant de I (Fig. N°25).

LAFFORGUE (1977) propose une interprétation de ce type de résultats : si l'on considère, conformément aux lois de physique, que l'infiltration en chaque point dépend du déficit de saturation et est indépendante de l'intensité de pluie, F_n doit rester cons-

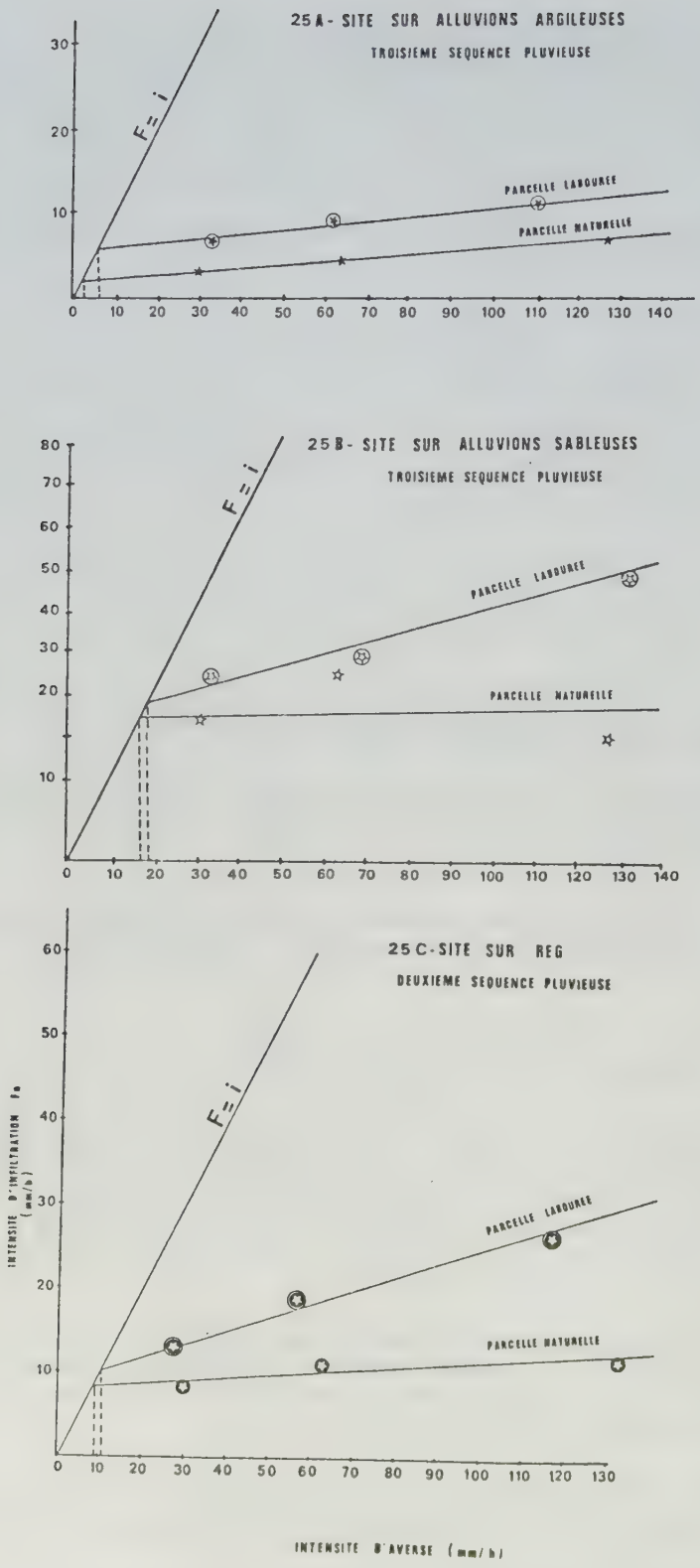


FIG. 25 : EFFET DE L'INTENSITE DES PLUIES ET DE L'HETEROGENEITE DE SURFACE SUR L'INTENSITE D'INFILTRATION EN CONDITIONS TRES HUMIDES

tante et égale à K_s lorsque $I>K_s$. Mais, sur une surface hétérogène (comme une parcelle couverte de cailloux : REG., ou portant quelques dépressions tapissées de sables : ARG.1, ou bien une parcelle labourée), les valeurs de K_s varient d'un point à un autre. Lorsque l'intensité d'averse augmente, le nombre de points pour lesquels $I> K_s$ croît également (Fig. N°25), et par conséquent la fonction $F_n = f(I)$ est monotone croissante (assimilable à une droite) jusqu'à la valeur de I pour laquelle $I>K_s$ en tout point. L'intensité d'infiltration reste alors constante et égale à la conductivité hydraulique du point (ou de la zone), dont l'infiltrabilité est la plus élevée. C'est donc le degré d'hétérogénéité de la parcelle qui détermine le type de relation $F_n = f(I)$.

Ce modèle a été vérifié sur le terrain dans des zones climatiques aussi variées que la COTE D'IVOIRE, la HAUTE-VOLTA, et le NIGER, (COLLINET et VALENTIN, 1979, 1980).

La conductivité hydraulique saturée d'une parcelle dépend donc, non seulement de l'hétérogénéité des horizons sous-jacents, mais également de l'hétérogénéité de sa surface :

Les relations sont alors les suivantes :

. parcelle à surface hétérogène :

$I>I_1$, $F_n = A\,I + B$, où A et B sont des constantes empiriques.

. parcelle à surface homogène :

$I>I_1$, $F_n = I_1$

Il est par conséquent facile d'en déduire graphiquement I_1 (ou par régression linéaire) : dans le cas d'une surface hétérogène : $I_1 = \frac{B}{1-A}$ (intersection de la droite $F_n = f(I)$ avec la droite $F_n = I$); pour une surface homogène, I_1 peut être déterminé à partir de la moyenne des valeur F_n obtenues) (Fig. N°25).

Or, nous avons vu que l'intensité limite de ruissellement, I_e , peut être assimilée au K_s calculé à partir des relations de GREEN et AMPT (1911). Le tableau N°14 montre que cette méthode graphique fournit une approximation convenable des valeurs de conductivité hydraulique saturée (pour le site sur Reg, nous présentons les valeurs I_e de la deuxième séquence pluvieuse, afin de les comparer à celles de Ks).

	Parcelles naturelles			Parcelles labourées		
	Alluvions		Reg	Alluvions		Reg
	Argileuses	Sableuses		Argileuses	Sableuses	
K_s	1,3	14,5	7,1	5,4	22,1	12,6
I_l	1,9	17,9	8,9	6,9	19,6	11,3

TABLEAU n°14: Comparaison des valeurs des conductivités hydrauliques saturées à partir des relations de GREEN et AMPT(1911) K_s, et des valeurs empiriques d'intensité limite de ruissellement I_l.

Deux méthodes graphiques permettent donc d'obtenir des approximations acceptables des valeurs de conductivité hydraulique saturées.

2 - LES LAMES INFILTREES. CONSEQUENCES AGRONOMIQUES.

L'agronome est plus intéressé par les quantités d'eau infiltrées, susceptibles d'être utilisées par les plantes, que par les intensités d'infiltration. Sur le tableau N°15, nous avons reporté, pour cette raison, les différentes valeurs de lames infiltrées cumulées à la fin des essais (pour une hauteur totale de pluie d'environ 150 mm). Nous y avons mentionné également les hauteurs cumulées des pluies d'imbibition, ainsi que le pourcentage de lame infiltrée apporté par la première pluie d'imbibition.

	Parcelles naturelles			Parcelles labourées		
	Alluvions		Reg.	Alluvions		Reg.
	Argileuses	Sableuses		Argileuses	Sableuses	
Σ W(mm)	37,2	80,5	38,7	70,7	110,5	104,6
Σ P_i(mm)	9,6	21,0	14,2	34,3	45,7	61,6
$P_{i1}/\Sigma W$ (%)	7,3	9,8	10,9	35,4	22,7	22,1

Σ W: *Hauteur d'eau infiltrée, cumulée depuis le début des essais.*

P_i: *Hauteur des pluies d'imbibition cumulées depuis le début des essais.*

$P_{i1}/\Sigma W$: *Pourcentage de lame infiltrée assurée par la première pluie d'imbibition.*

TABLEAU n°15: Lames infiltrées et pluies d'imbibition cumulées pour l'ensemble des essais.

Ces résultats nous amènent à formuler les remarque suivantes :

- La modification structurale apportée par le labour a considérablement accru les quantités d'eau infiltrées.

- Cette augmentation est due en grande partie aux fortes différences que l'on observe pour les pluies d'imibibition entre les témoins naturels et les parcelles labourées d'un même site.

- Parmi ces pluies d'imbibition, la première est la plus importante, puisqu'elle assure à elle seule la quasi-totalité du gain d'infiltration apporté par le labour. Lors des deux séquences suivantes, les O.P.S. uniformisent, comme nous l'avons vu (Tabl. N°12), les comportements du témoin et de la parcelle labourée .

Ces différentes remarques conduisent aux deux conclusions suivantes :

- Les quantités d'eau infiltrées dépendent très largement, en conditions naturelles de la durée des pluies d'imbibition. Or ces dernières sont étroitement liées au déficit de saturation (Tabl. N°11), et donc à la durée de ressuyage séparant deux pluies (plus longue en conditions naturelles que pour nos essais). Pour évaluer les quantités d'eau entrées dans un sol, la hauteur des pluies totales (pendant une saison des pluies, par exemple), n'est donc pas la seule donnée à prendre en compte : il est également nécessaire de connaître leur répartition dans le temps. Les indices d'humidités qui tiennent compte de ce temps de ressuyage paraissent, alors, pouvoir donner des résultats intéressants.

. Le labour augmente considérablement la hauteur d'eau infiltrée au cours de la première pluie. Pour des climats arides, cette quantité peut représenter une part très importante de la totalité de l'eau infiltrée au cours d'une saison. L'existence d'une forte porosité préalable (due au travail cultural), et son maintien le plus longtemps possible, sont dans ces conditions des objectifs à viser dans la lutte contre l'aridité. Cet effet de la rugosité sur l'infiltration, connu empiriquement, est encore peu étudié (BURWELL, ALLMARAS et AMEMIYA, 1963; BURWELL, SLONEKER et NELSON, 1968; BURWELL et LARSON, 1969; MONTEITH, 1974; FALAYI et BOUMA, 1975; DIXON, 1975; DEXIER, 1977). Son importance est telle dans les zones sèches, que DIXON (1980) a mis au point un appareil de travail du sol ("land Imprinter"), qui permet lors d'un seul passage avant les pluies, non seulement de briser les organisations superficielles indurées, mais encore de laisser des empreintes perpendiculaires sur des bandes alternées, qui augmentent à la fois la macroporosité et la micro-rugosité.

Ce type de technique de scarifiage utilisé en Arizona, paraît séduisant dans la mesure où il est moins coûteux que les travaux de terrassement généralement proposés dans cette zone climatique (JACOBSEN, 1968; NAHAL, 1975; BARBER, THOMAS et MOORE, 1980);et que les méthodes des couvertures végétales (WISCHMEIER et SMITH, 1960; MANNERING et MEYER, 1963; ROOSE, 1974; VALENTIN et ROOSE, 1980) sont impossibles à mettre en oeuvre sous de tels climats.

3 - LE RUISSELLEMENT. CONSEQUENCES HYDROLOGIQUES.

a) Les lames ruisselées.

La figure N°26 illustre l'évolution des lames ruisselées cumulées au cours des trois séquences pluvieuses. Les incurvations des courbes vers le bas, qui apparaissent pour les sols labourés sont provoquées par les pluies d'imbibition.

Lorsque l'on compare les courbes d'un même site, il est possible d'évaluer les vitesses de reconstitution des O.P.S. sur la parcelle labourée : pour les deux sols alluviaux, les courbes du témoin et de la parcelle labourée deviennent en effet parallèles à partir d'une certaine hauteur de pluie cumulée (environ 35 mm pour le sol sur alluvions sableuses, et 65 mm pour la parcelle sur alluvions argileuses). Sur reg, le comportement de la parcelle labourée ne se rapproche pas, par contre, même à la fin des essais, de celui du témoin naturel. L'absence de reconstitution d'une O.P.S. continue est la cause des faibles ruissellements enregistrés sur cette parcelle.

Nous avons reporté sur le tableau n° 16, les rapports des lames ruisselées cumulées aux hauteurs de pluies cumulées ($\Sigma Li / \Sigma Pu$) :

	Parcelles naturelles			*Parcelles labourées*		
	Alluvions		*Reg.*	*Alluvions*		*Reg.*
	Argileuses	*Sableuses*		*Argileuses*	*Sableuses*	
A	*0,091*	*-0,274*	*0,555*	*-2,600*	*-2,76*	*0,436*
B	*4,4*	*14,27*	*12,54*	*279*	*410*	*66,3*
-A/B	*-0,021*	*0,019*	*-0,044*	*0,009*	*0,007*	*-0,007*
n	*9*	*9*	*9*	*9*	*9*	*9*
r^2	*0,79°°°*	*0,66°°*	*0,77°°*	$0,48^{ns}$	$0,46^{ns}$	*0,92°°°*

Tableau n°16 : Rapport des lames ruisselées cumulées aux hauteurs de pluies cumulées.

Il est à noter que le sol sur sable, considéré avant les mesures comme perméable, ne l'est en fait que faiblement puisque, près de la moitié de l'eau qu'il a reçu lors de ces essais, s'est écoulée en surface.

b) Les détentions superficielles.

A la fin d'une pluie, le ruissellement ne cesse pas immédiatement (Fig. N°22-23) : une lame d'eau continue à s'écouler pendant un certain temps (moins de trois minutes lors de ces essais).

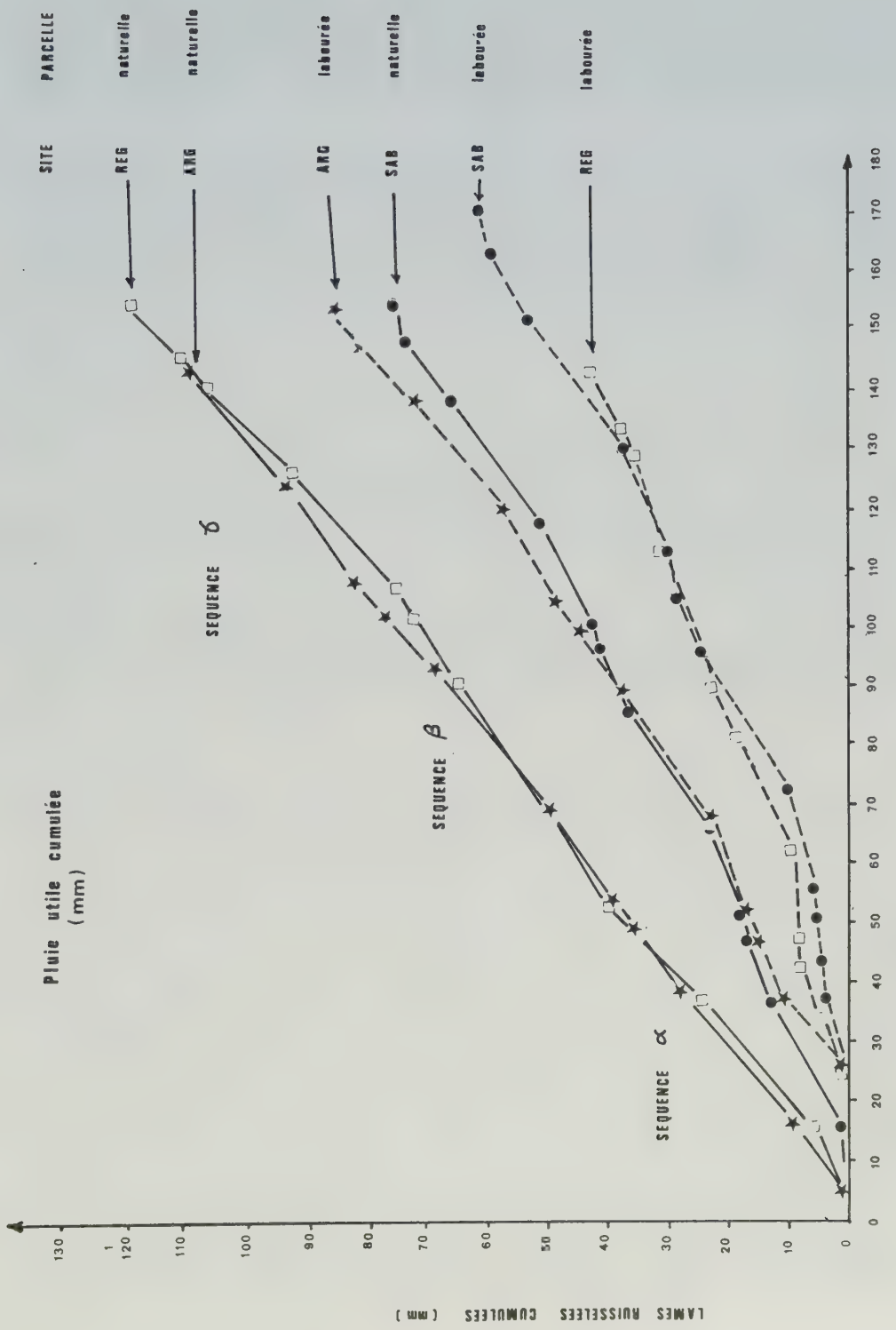


FIG. 26 : ÉVOLUTION DES LAMES RUISSELÉES CUMULÉES AU COURS DES NEUF PLUIES CUMULÉES RÉPARTIES EN TROIS SÉQUENCES PLUVIEUSES

Les quantités ainsi recueillies sont très faibles et ne mériteraient guère d'attention si nous ne pouvions en déduire la hauteur d'eau de la lame qui ruisselle sur la parcelle. En effet, si nous supposons que la vitesse de ruissellement en surface est suffisamment élevée, il est possible d'assimiler cette quantité d'eau à celle en mouvement lorsque la pluie cesse. Cette hauteur s'appelle la **détention superficielle : D_s.** Elle dépend d'un certain nombre de facteurs : inclinaison et longueur de pente, rugosité, etc...

Pendant un temps dt, nous supposons qu'un volume parallélépipédique de largeur ℓ, égale à celle de la parcelle, de longueur dL et de hauteur h (=Ds) parvient au canal d'écoulement. Ce volume est égal à celui enregistré par le limnigraphe pendant le même temps dt :

$$R_x \, dt = \ell \times D_s \times dL$$

d'où

$$\frac{dl}{dt} = \frac{R_x}{\ell \times D_s}$$

La vitesse moyenne du ruissellement ainsi calculée est :

$$\frac{dL}{dt} = \frac{R_x}{36\ D_s}$$, avec $\frac{dL}{dt}$ en cm/s, R_x en mm/h et D_s en mm.

Ces vitesses, comme nous le verrons, ont une importance quant au tri granulométrique des matériaux entraînés. Nous avons reporté, pour chaque parcelle, les valeurs minimales et maximales de ces vitesses moyennes en fin de pluie (Tabl. N°17).

	Parcelles naturelles			*Parcelles labourées*		
	Alluvions		*Reg.*	*Alluvions*		*Reg.*
	Argileuses	*Sableuses*		*Argileuses*	*Sableuses*	
Vitesse minimale (cm/s)	*2,8*	*2,4*	*2,7*	*2,9*	*3,6*	*1,8*
Vitesse maximale (cm/s)	*7,2*	*8,6*	*6,4*	*8,1*	*4,9*	*4,8*
Pente moyenne (%)	*2,6*	*1,7*	*9,4*	*2,5*	*1,4*	*7,5*

TABLEAU n°17 : Vitesses de ruissellement(cm/s) et pentes des parcelles.

Ces résultats concordent avec ceux de LAFFORGUE et NAAH (1976), qui ont, par des mesures directes, obtenu des vitesses de ruissellement de 15 à 20 cm/s sur des parcelles de 10 m de long. MORGAN (1979) signale également que la vitesse du ruissellement laminaire s'exprime généralement en cm/s (alors que le ruissellement linéaire, en ravines, est mesuré en dam/s). Les valeurs sont également du même ordre que celles obtenues par SAVAT (1977).

Nous remarquerons que la pente ne semble pas avoir d'effet, tant sur les valeurs des vitesses (Tabl. N°17), que sur celles du ruissellement. CASENAVE et GUIGUEN (1977) avaient déjà constaté qu'à cette échelle de mesure la pente ne semble pas intervenir. Mais son influence n'est pas nette non plus pour des parcelles plus grandes : MIHARA (1951), MOLDENHAUER et KEMPER (1969), et ROOSE (1976a) ont en effet signalé que le ruissellement pouvait diminuer lorsque la pente augmente ou reste constant (YAIR et KLEIN, 1973).

c) Utilisation de ces données en hydrologie : le problème d'échelle.

L'une des taches majeures des hydrologues est de prévoir l'écoulement de bassins versants à différentes échelles. Ils utilisent, le plus souvent pour celà, des modèles empiriques plus ou moins fonctionnels (RODIER et AUVRAY, 1965; GIRARD 1975; RODIER, 1975; CAMUS et al., 1976; GIRARD, 1980...). Les auteurs américains ont plutôt recours à une équation de ruissellement (KINCAID et SWANSON, 1974; HAUSER et HILER, 1975; GROUW et al., 1977; HANSON, 1979; MOSTA GHIMI et MITCHELL, 1979...). Ces méthodes font l'objet d'analyses bibliographiques régulières (HICKOK et OSBORN, 1969; WEEKS et HEBBERT, 1980; etc...).

Certains auteurs essaient de travailler à des échelles plus grandes que le bassin versant, c'est-à-dire au niveau d'une toposéquence (CHIANG et PETERSEN, 1970; FREESE, 1980; SHARMA, GANDER et HUNT , 1980; etc...). Mais le passage d'une échelle à l'autre pose toujours un problème délicat (ALLIS, 1962; AMERMAM et Mc GUINNESS, 1967).

Quelques auteurs (GIRARD et RODIER, 1979) espèrent cependant pouvoir utiliser les données recueillies à l'échelle de petites parcelles. Ces données seraient insérées dans des modèles prenant en compte divers caractères des unités physiographiques d'un bassin versant (GIRARD, MORIN et CHARBONNEAU, 1972; GIRARD, 1975). Ainsi, les résultats obtenus par CASENAVE (1981) sont prometteurs: les mesures, réalisées à l'aide d'un infiltromètre à aspersion sur des sites amont, aval et de mi-pente de six petits bassins forestiers (sud de la COTE D'IVOIRE) ont permis en effet d'établir des relations empiriques, qui permettent elles mêmes de prévoir, avec une précision acceptable, le coefficient de ruissellement de la crue décennale de ces petits bassins versants. D'autres tentatives du même type sont en cours de réalisation en zone sahélienne, dans le Nord de la HAUTE-VOLTA.

C) EVAPORATION.

Après avoir abordé les problèmes d'infiltration liés aux O. P.S., nous envisagerons maintenant le rôle de celles-ci dans l'évaporation, en utilisant des mesures qui ont surtout porté sur la parcelle naturelle du site sableux.

1 - L'HUMIDIMETRE A CHOCS THERMIQUES.

Ne disposant pas de sonde neutronique à AGADEZ, nous avons utilisé un dispositif de mesure de l'humidité des sols mis au point à l'ORSTOM(POUYAUD et CHARTIER, 1971; POUYAUD, 1975), et récemment mis en oeuvre sur le terrain (POUYAUD, CHEVALLIER et VALENTIN, 1980). Cette méthode de mesure se fonde sur la relation qu'entretiennent la capacité thermique d'un matériau et son humidité; en schématisant, le principe est le suivant : une panne de fer à souder reçoit une intensité électrique pendant un temps court ("choc thermique"); l'élévation de température du sol, qui en résulte, est mesurée à l'aide d'un thermocouple situé à 1,5cm de la résistance.

En pratique, la résistance et le thermocouple se présentent sous la forme d'une broche reliée par un cable à un boîtier de lecture, dont l'alimentation électrique peut-être assurée par la batterie d'une automobile (Photo. N°64 et 65).

Cet humidimètre à chocs thermiques présente un certain nombre d'avantages :

- Les mesures d'humidité à l'aide d'une sonde neutronique posent des problèmes pour les dix premiers centimètres du sol, qui nous intéressent ici plus particulièrement. VAN BAVEL, HOOD et UNDERWOOD (1954) furent les premiers à attirer l'attention sur le fait que le rayon de la sphère d'influence de la source radioactive est dans ce cas supérieur à la profondeur de mesures : l'humidité de la partie superficielle du sol se trouve alors systématiquement sous-estimée. Le dispositif de DANFORS (1969), adapté à ce type de mesures ne paraît pas avoir été adopté par d'autres auteurs. GRANT (1975) puis KARSTEN et VAN DER VYVER (1979) ont proposé pour leur part des systèmes de corrections, qui ne semblent pas être d'un usage facile. Alors que la plupart des auteurs utilisent un réflecteur en fibres de verre ou en polyéthylène posé sur la surface, qui est sensé améliorer les précisions des mesures, HANNA et SIAM (1980) signalent que ce procédé est moins efficace qu'une tôle en aluminium. Malgré toutes ces améliorations, l'utilisation des données recueillies à la sonde neutronique sur les dix premiers centimètres pose toujours un problème délicat. La mise en oeuvre de sondes à chocs thermiques n'entraîne pas de telles restrictions. Il est en effet possible d'enfoncer les broches à proximité immédiate de la surface sans que la précision de mesures en soit altérée. Ce dispositif semble donc particulièrement intéressant pour les mesures d'humidité au sein des horizons superficiels cultivés.

- Alors que les mesures neutroniques sont "aveugles" et ne peuvent être interprétées qu'après avoir enlevé le tube de sonde, il est possible d'enfoncer les broches dans des zones particulièrement intéressantes : par exemple de part et d'autre d'une discontinuité agrologique (semelle de labour, etc...), et de les laisser indéfiniment en place. Les caractéristiques pédologiques des points de mesures peuvent être ainsi définies avec précision : l'humidité est en effet déterminée sur la distance séparant les broches (1,5 cm) et non sur la sphère d'influence d'une source radioactive (pour une sonde solo, le rayon varie de 10 à 24 cm selon l'état hydrique du sol).

- Enfin, un autre avantage du dispositif à chocs thermiques est son faible coût, qui ne représente en effet que le tiers de celui d'une sonde neutronique.

Mais il convient d'indiquer également quelques inconvénients:

- Les mesures sont nettement plus lentes qu'à la sonde neutronique, puisqu'au minimum cinq minutes sont nécessaires pour chaque profondeur.

- La précision serait inférieure à celle de la méthode neutronique. Cet inconvénient peut être en partie corrigé par un nombre plus grand de répétitions dans le temps, mais la durée des mesures se trouve alors allongée.

- L'ouverture d'une fosse est nécessaire pour l'implantation des broches; il en résulte une discontinuité latérale, qui peut apporter des modifications importantes de régime hydrique.

- L'enfoncement des broches peut s'avérer délicat dans des sols caillouteux ou cohérents. Mais ce problème se pose également lors de l'implantation des tubes de sonde neutronique.

Les mesures réalisées avec l'humidimètre à chocs thermiques ont porté sur l'anneau de garde de la parcelle naturelle du site sableux (SAB.1). Des broches ont été mise en place à douze profondeurs différentes : 3, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 100 et 130 cm, et sur deux profils du même sol : l'un recouvert d'une bâche, l'autre découvert.

Deux types d'incidents sont survenus au cours des mesures :

. La partie périphérique de l'anneau de garde, où ont eu lieu les mesures, a reçu une quantité d'eau supérieure à celle de la parcelle. En effet, afin de protéger l'infiltromètre du vent et d'obtenir ainsi une intensité constante sur la parcelle, des bâches ont été accrochées sur le bati de cet appareil (Photo. N°54-A, 60-A). Une partie de l'eau envoyée par le gicleur a alors rejailli contre cette bache, augmentant ainsi les quantités reçues par la zone périphérique de l'anneau de garde. Les quantités d'eau infiltrées déterminées à partir des humidités du sol de cette zone (110 mm) sont, de ce fait, supérieures à celles infiltrées sous la parcelle (80,5 mm).

. Une broche sur quatre est tombée en panne au cours des mesures. Les humidités correspondantes ont alors été estimées par interpolation linéaire des résultats des broches sus et sous-jacentes. Ce type d'incident est provoqué par une mauvaise étanchéité des broches.

Treize séries de mesures ont été réalisées au cours du temps pendant les 27 jours qui ont suivi la dernière pluie.

2 - EVOLUTION DU STOCK HYDRIQUE D'UN SOL NU ET D'UN SOL COUVERT .

Après étalonnage des différentes broches à partir de trois séries de mesures d'humidité pondérale, et en tenant compte des densités apparentes des différents horizons pédologiques, nous avons calculé le stock hydrique des 130 premiers centimètres de sol.

L'étude de la redistribution de l'eau au sein du profil déborderait largement le cadre du travail déterminé au départ. En effet, l'interprétation des résultats que l'on obtient pour chaque niveau de mesures demanderait pour être plus précise, la connaissance des potentiels correspondants. (VAN BAVEL et al., 1968 a et b; GARDNER, 1970; HILLEL, 1974 b; ROYER et VACHAUD, 1974; BESSE, VAN DER PLOEG et RICHTER, 1977; WEATHERLY et DANE, 1979; HARTMAN, VERPLANCKE et DE BOODT, 1980; VACHAUD, VAUCLIN et COLOMBANI, 1981;...). Ne disposant pas de tensiomètres lors de ces essais, nous n'aborderons donc pas les problèmes liés à la dynamique de l'eau en milieu non saturé.

Le stock hydrique calculé sur 130 cm de sol était avant les pluies, de 23,8 mm. Ses variations après la dernière séquence pluvieuse, pour le sol nu et pour le sol couvert,ont été reportés sur la figure N°27. Elles ont été ajustées sur deux fonctions logarithmiques en fonction du temps : (Tabl. N°18)

	a(mm)	*b(mm)*	*Effectif(n)*	*Coefficient de détermination (r^2)*
Sol nu	*133,4*	*10,7*	*13*	*0,98°°°*
Sol couvert	*135,9*	*9,4*	*13*	*0,88°°°*

$S = a - b \ln(t)$

S:Stock hydrique en mm

ln(t):logarithme népérien du temps exprimé en heures

°°°: Significatif à 0,1%

TABLEAU n°18 : *Evolution du stock hydrique d'un sol nu et d'un sol couvert.* (sur alluvions sableuses)

Les mesures ont eu lieu toujours à la même heure (entre 18h et 19h); le jour a été adopté, pour cette raison, comme unité de temps pour les graphes.

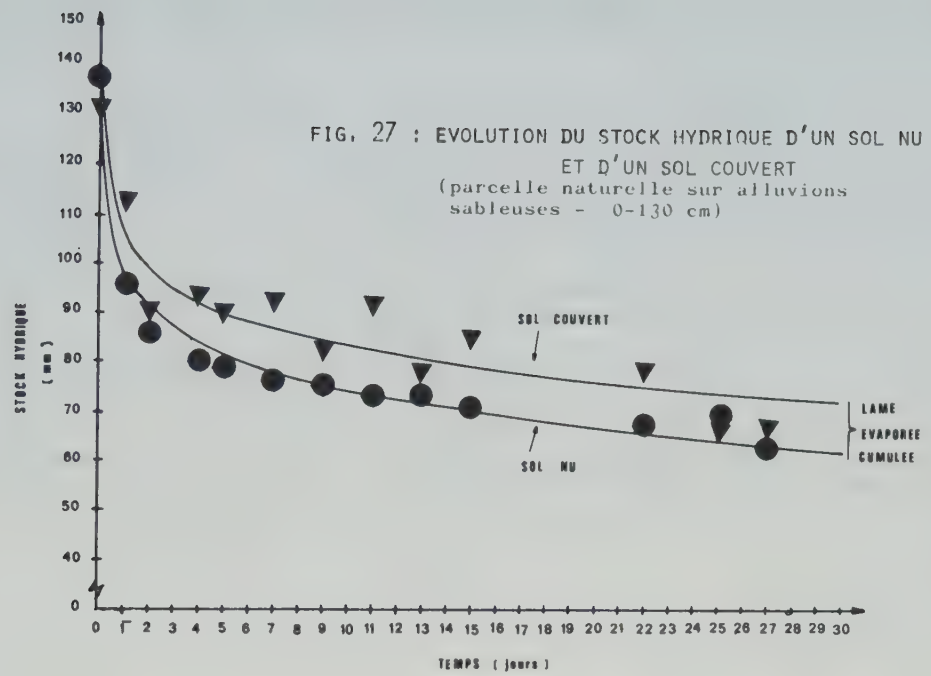


FIG. 27 : EVOLUTION DU STOCK HYDRIQUE D'UN SOL NU ET D'UN SOL COUVERT (parcelle naturelle sur alluvions sableuses - 0-130 cm)

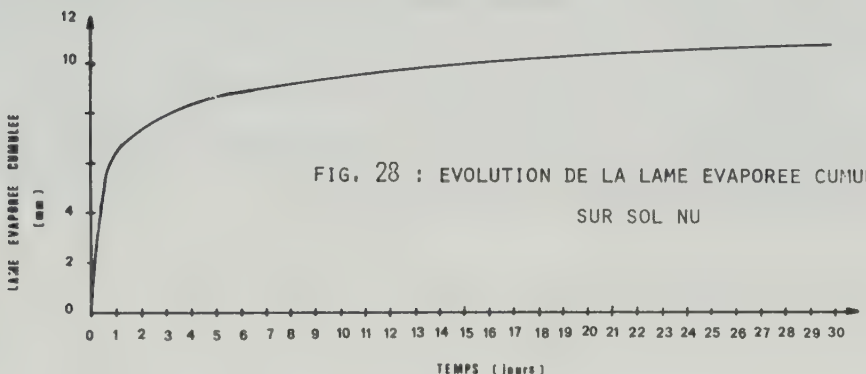


FIG. 28 : EVOLUTION DE LA LAME EVAPOREE CUMULEE SUR SOL NU

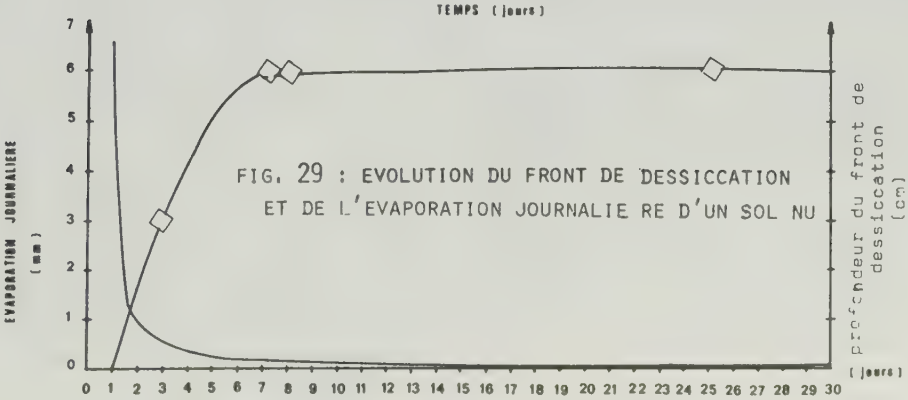


FIG. 29 : EVOLUTION DU FRONT DE DESSICCATION ET DE L'EVAPORATION JOURNALIERE D'UN SOL NU

Cette zone de l'anneau de garde ayant reçue une plus grande quantité d'eau que la parcelle, la profondeur du front d'humectation a dépassé 130 cm. L'évolution du stock hydrique ne résulte donc pas seulement des pertes dues à l'évaporation, mais également de celle qu'entraîne le drainage (vertical ou latéral).

Si l'on suppose :

1) que les pertes par évaporation sont très réduites sous une bâche, ce qui est conforme aux hypothèses habituelles de détermination de la capacité au champ (AUDRY et al., 1973; LIBARDI et al., 1980; etc...), et

2) que les conditions de drainage (vertical et latéral) sont identiques pour les deux sols,

la différence de stocks n'est due qu'à l'évaporation sur sol nu.

Ainsi, les écarts entre les deux courbes (Fig. N°27) correspondent à la lame évaporée cumulée (Fig. 28). Il est possible par conséquent d'en déduire l'évolution de l'évaporation quotidienne: forte au cours des premières vingt-quatre heures (6,6 mm), elle diminue très rapidement pour atteindre un niveau très faible après quelques jours.

Evaluées à partir des déficits de saturation avant chaque séquence pluvieuse, les pertes par évaporation, au cours des premières 24 heures, sont du même ordre pour les autres parcelles (10,6 mm pour le site sur alluvions argileuses, 7,9 mm pour celui du reg).

3 - ROLE JOUE PAR LES ETATS DE SURFACE SUR L'EVAPORATION ET LES AUTRES TERMES DU BILAN D'ENERGIE.

a) Les mesures ont été réalisées au cours d'une période où l'évaporation potentielle est élevée (15,5 mm/24h, sur bac classe A -moyenne sur 8 ans; HOEPFFNER, LE GOULVEN et DELFIEU, 1980). Même en août, mois le plus pluvieux, l'évaporation potentielle quotidienne reste élevée (9,0 mm/24h). En effet, contrairement aux zones semi-arides méditerranéennes, où les pluies surviennent en période de faible évaporation (hiver), la région d'AGADEZ reçoit les précipitations en fin de saison chaude. Suivant les sites, les pertes par évaporation après une pluie importante représentent ainsi de 43% à 68% de l'évaporation potentielle.

Les écarts mesurés pour ces trois types de sols sont à rapprocher de la composition granulométrique de la terre fine. Les sols argileux perdent plus d'eau par évaporation que les sols sableux. Ce résultat concorde avec deux de HADAS et HILLEL (1972) et PERRIER (1973).

D'autre part, FEODOROFF et RAFI (1963) ont mis en évidence l'existence de trois phases lors du desséchement d'un sol nu :

- Pendant la première, l'humidité de l'horizon superficiel est supérieure à la capacité au champ : l'évaporation est alors proche de l'évaporation potentielle.

- Au cours de la deuxième phase, les premiers centimètres du sol se dessèchent et l'évaporation diminue fortement.

- Enfin, lorsque l'humidité de la partie superficielle du sol est proche de celle de l'air ambiant, l'évaporation est extrêmement réduite.

Sur la figure N°29, il est possible de reconnaître ces trois phases : la première ne dure qu'un jour, la seconde une semaine.

Nous avons suivi, visuellement, la progression du front de dessiccation: la surface ne se déssèche qu'après un jour et le front s'abaisse régulièrement ensuite pendant si autres jours jusqu'à se stabiliser à peu près à 6 cm (Fig. N°29). Il est ainsi possible de distinguer facilement ces deux limites sur le terrain. Mais, comme pour l'humidité à la capacité au champ déterminée le plus souvent graphiquement, il n'existe pas, pour l'évolution de l'évaporation, de ruptures, ou de seuils, véritables; en effet les fonctions hyperboliques, exponentielles ou logarithmiques décroissantes présentent toujours un point à partir duquel les variations diminuent fortement. Mais ce point dépend de l'échelle des abscisses et n'apparaît pas pour d'autres types de représentation de telles fonctions (échelle log. etc...). Il s'agit donc, comme pour la capacité au champ, de seuils empiriques qui ne correspondent pas à des discontinuités physiques. Notons que ROSE (1969) a également utilisé la notion de capacité au champ comme seuil à partir duquel l'évaporation diminue fortement (en fonction de la racine carrée du temps).

b) Les profondeurs très réduites du front d'humectation des parcelles naturelles sur alluvions argileuses et sur reg (Tabl. N°8), sont dues non seulement aux faibles quantités infiltrées, mais encore aux pertes importantes par évaporation entre deux séquences pluvieuses. La limite entre les agrégats fins et ceux de plus grande taille des horizons superficiels de ces sols correspondrai t à la profondeur du front d'humectation en saison de pluies (BOULET, 1966). En profondeur, les processus pédogénétiques doivent être très limités, bien que CHAUSSIDON et PEDRO (1979) envisagent que certains processus chimiques puissent se réaliser dans des matériaux très secs.

c) L'évaporation réelle au cours des premières vingt-quatre heures est, pour les trois sites, inférieure à l'évaporation potentielle (Ep). Contrairement aux essais de FEODOROFF et RAFI (1963) les différences avec Ep sont assez élevées. Elles peuvent être attribuées à la présence d'O.P.S. sur les trois sols. DOMBY et KOHNKE (1956) ont en effet montré que les O.P.S. réduisent la diffusion des gaz, et donc l'évaporation, pour les bas pF, c'est-à-dire avant leur dessiccation (et avant la deuxième phase). BRESLER et KEMPER (1970) ont de plus constaté que des colonnes de sols recouverts d'O.P.S., constituées lors de pluies simulées, perdaient moins d'eau par évaporation que des colonnes de sol non soumises aux pluies et dépourvues d'O.P.S.

d) Lorsqu'une certaine épaisseur de sol s'est asséchée (ici 6 cm) l'évaporation devient très réduite. Ce phénomène d'"auto-protection", ou "auto-mulch" a été analysé et modélisé en détail par PERRIER (1973). Cet auteur considère qu'un des paramètres essentiels est la **porosité** de cette couche superficielle, et il conseille de tasser l'horizon travaillé.

Ce phénomène est bien connu en zone sahélienne, où les sols sableux (souvent peu poreux) sont ceux qui gardent le mieux l'eau infiltrée. Ainsi, en fin de saison sèche, un sol ferrugineux de type lessivé situé sous un climat particulièrement sec (Désert du FERLO, au Nord du Sénégal) peut conserver 90 mm d'eau, sur une profondeur de 200 cm, soit 65% de la pluviométrie de l'hivernage précédent (VALENTIN, 1981 c).

L'utilisation de mulch organique (résidus végétaux) est également très efficace contre l'évaporation (BOND et WILLIS, 1970), mais ne peut pas être envisagé dans la région d'AGADEZ, faute de production végétale suffisante.

e) Nous venons de voir que l'évaporation est fortement liée à la constitution du matériau superficiel. Ces premiers centimètres du sol interviennent également sur d'autres paramètres comme ceux qui interviennent pour déterminer le **régime thermique des sols** (COLLIS-GEORGE, HENIN et KELLY, 1963; RAO, KAILASA REDDY et DOHAREY, 1980; etc...).

IDSO et al. (1975) ont ainsi montré, que l'albédo était une fonction linéaire de l'humidité des deux premiers millimètres du sol; il peut donc être considéré comme un excellent indice du passage au deuxième stade de déssèchement lorsque le flux ascendant ne compense plus les pertes par évaporation (RIOU, LAGOUARDE et CHARTIER, 1979). OTTERMAN (1975) puis CHARNEY et al. (1977) considèrent que des valeurs élevées d'albédo entrainent une diminution de mouvements convectifs et seraient un des facteurs de sècheresse du SAHEL, alors que les résultats de JACKSON et IDSO (1975) tendent à démontrer le contraire.

Cette relation entre l'albédo et l'humidité de surface d'un sol est très importante car elle permet une anlyse spatiale des états hydriques par la télédétection (GIRARD, 1978).

D) CONCLUSIONS.

Les **sites** sur lesquels ont porté les différentes mesures expérimentales sont, comme nous l'avons vu lors de leur présentation (1ère partie) **représentatifs de la région** d'AGADEZ. La **formulation** des résultats concernant le cycle de l'eau est, en outre, **physique**, et donc générale.

Ces deux remarques nous autorisent à proposer des conclusions qui concernent deux échelles, régionale (la cuvette d'AGADEZ), mais aussi zonale (les régions subdésertiques situées au Sud du SAHARA.

1 - L'ECONOMIE DE L'EAU DANS LA CUVETTE D'AGADEZ.

Les essais ont d'abord montré que l'infiltration de l'eau de pluie ne peut pas assurer l'alimentation d'une nappe, dans les conditions climatiques actuelles. La présence d'organisations pelliculaires superficielles sur les sols limite en effet considérablement l'infiltration, même en amont de la cuvette, où les matériaux sont les plus sableux. Ce rôle joué par les premiers centimètres du sol explique pourquoi, à chaque saison pluvieuse, la plaine d'ALARSES (Fig. 3) fournit un ruissellement suffisant pour nourrir l'ancien bras du TELOUA, et inonder ainsi les quartiers bas de la ville d'AGADEZ. La construction d'un barrage à la défluence (Fig. N°3) a diminué le débit de ce bras, mais ne l'a pas tari, puisqu'une partie du ruissellement provient de la plaine elle-même.

Les mesures réalisées sous lame d'eau tendent ensuite à montrer que l'infiltration serait plus importante pour les zones inondées, que pour les zones exondée soumises aux pluies. Les remarques que nous avons émises à propos de la méthode utilisée limitent cependant les conclusions que l'on pourrait en tirer.

Par ailleurs, l'infiltration dans le lit des koris, si l'on se réfère à nos mesures et aux données bibliographiques (REEDER et al., 1980) est très forte, et c'est d'elle que dépend, pour l'essentiel, l'alimentation des nappes de la cuvette. La présence de failles et de fissurations localisées sous-jacentes, situées au contact entre les roches cristallines et sédimentaires (HOEPFFNER, LE GOULVEN et DELFIEU, 1980) favorise l'infiltration de l'eau en profondeur. Ceci explique pourquoi sur les 36 millions de m^3 mesurés à l'entrée de la cuvette, seulement 3 millions de m^3 arrivent à l'exutoire (HOEPFFNER, LE GOULVEN et DELFIEU, 1980). L'alimentation de nappes par l'intermédiaire de failles, mais également suivant le tracé de lits fossiles (signalés par une prospection géophysique. DORBATH, 1979) serait à l'origine de l'épuisement de nombreuses crues, qui survient très fréquemment au même endroit (HOEPFFNER, DUBEE et PEPIN, 1980).

Enfin, l'évaporation très forte, même en saison des pluies, est responsable d'une partie importante des pertes en eau pluviale. L'eau de ruissellement en nappe, qui provient des regs, vient grossir les mares temporaires qui se forment en aval sur les sols argileux. Dans les zones qui restent exondées, l'évaporation est également fort élevée après la pluie, alors que l'infiltration y est très limitée.

Ces différents résultats montrent donc, que sans les apports du Kori TELOUA, les nappes de la cuvette d'AGADEZ ne pourraient pas se recharger. Ils concordent avec ceux de FONTES (communication orale), qui a étudié les teneurs en isotopes naturels des eaux de ces nappes.

2 - INFILTRATION, RUISSELLEMENT ET EVAPORATION EN ZONE ARIDE.

Dans des zones climatiques plus arrosées que celle d'AGADEZ, le ruissellement est généralement considéré comme néfaste : il représente, en effet, une ponction effectuée sur l'eau dont auraient pu disposer les plantes. Sous un climat aride, le problème

est tout autre. En effet, si la totalité de l'eau pluviale s'infiltrait sur place elle n'en resterait pas moins insuffisante pour une production agricole. Il est donc préférable que l'eau ruisselle sur de grandes surfaces, et qu'elle se concentre et s'accumule en certains points privilégiés où elle peut échapper à l'évaporation.

Un tel système hydrologique existe naturellement dans la région d'AGADEZ, et c'est lui que permet , sous un climat subdésertique, l'existence d'une ville importante entourée de jardins maraîchers. Ce système se compose effectivement :

. D'un très grand bassin versant (1 360 km^2), qui appartient au massif de l'Aïr (à fortes pentes et à faible perméabilité), et joue le rôle d'impluvium.

. D'un cours d'eau à régime torrentiel, qui collecte les eaux du bassin et les transfère rapidement en aval. Les pertes par évaporation au cours de ce transport sont par conséquent réduites.

. De nappes, qui assurent un stockage des eaux à l'abri de l'évaporation, et sont exploitables à l'aide de puits à exhaure animale (profondeur : 15 m.).

Ce système naturel peut être reconstitué artificiellement à d'autres échelles : c'est ainsi que dans le désert du NEGUEV, il y a trois mille ans, des terrasses cultivées de 0,5 à 2 ha étaient irriguées grâce à la collecte des eaux d'impluviums montagneux et leur stockage dans des citerne enterrées. (SHAHAN, EVENARI et TADMOR, 1970). L'eau ainsi recueillie est d'autant plus abondante que la végétation des impluviums a été préalablement supprimée (TADMOR et SHANAN, 1969). Il est à noter que le rapport moyen entre la surface de tels bassins versants et celle des champs irrigués (1/20) était sensiblement le même que celui de la région d'AGADEZ, où la surface du bassin montagneux est vingt-deux fois supérieure à celle de la cuvette.

Ces techniques d'irrigations sont fréquemment utilisées de nos jours dans les régions arides (MEYERS, 1967; HILLEL et BERLINER, 1974; BOERS et BEN-ASHER, 1979, BANERJI et LAL, 1977; DAS et SINGH, 1980; etc...). Elles peuvent être employées avec des impluviums plus petits. Ainsi, en Haute-Volta, des forestiers (BIROT et GALABERT, 1969, 1970) préconisent pour assurer une alimentation suffisante en eau des arbres, de favoriser le ruissellement sur des bandes nues entrecoupées de bourrelets de terre (ou de taupinières en "arrêtes de poisson"), où les arbres sont plantés.

Sans le ruissellement en zone aride, largement favorisé par la présence d'organisations pelliculaires à la surface des sols, le nombre de nappes ou de mares permanentes, serait très réduit. Or, ce sont elles qui peuvent couvrir les besoins en eaux de boisson ou d'irrigation de ces régions. Le ruissellement est donc vital pour ces zones.

Mais le ruissellement est également un facteur important de l'érosion, et il paraît nécessaire d'aborder maintenant cette question.

III - DÉTACHABILITÉ.

A) ERODIBILITE ET DETACHABILITE.

L'érodibilité du sol répond à une définition précise. Il s'agit en effet de la valeur K, qui intervient dans l'"équation universelle des pertes en terres" proposée par WISHMEIER et SMITH (1960). K est déterminé expérimentalement selon un protocole bien établi sur des parcelles d'érosion, qui ont au moins dix mètres de long, et sont soumises aux pluies naturelles, etc... Cette technique est coûteuse et longue; elle nécessite en effet un dispositif important pour chaque type de sols (ROOSE, 1976; OSBORN, SIMANSON et RENARD, 1976; AINA, LAL et TAYLOR, 1976, etc ...). Elle réclame en outre une longue série de mesures, l'érodibilité étant une valeur moyenne interannuelle.

Afin d'obtenir rapidement des données sur la sensibilité des sols à l'érosion, de nombreux auteurs ont pensé utiliser les différents tests d'instabilité structurale, comme indice d'érodibilité (BRYAN, 1976; SAHI, PANDEY et SINGH, 1976; de VLEESCHAUWER, LAL et de BOODT, 1978). Ils ont montré, qu'il existe généralement une corrélation satisfaisante entre ces indices et les valeurs de l'érodibilité déterminées plus classiquement. Mais pour certains sols, les agrégats considérés comme stables à l'eau, d'après les tests d'instabilité structurale, ne le sont pas lorsqu'ils sont soumis à l'impact des gouttes de pluies (BRYAN, 1968).

Il apparaît donc préférable d'avoir recours à d'autres tests, dont les conditions se rapprocheraient davantage de celles d'une pluie. L'instabilité structurale peut ainsi être appréciée en laissant tomber des gouttes d'eau sur un agrégat au moyen d'une pipette (VILENSKI, 1934, Mc CALLA, 1944; PEREIRA, 1956, etc...) ou plus récemment par simulation de pluies soit en laboratoire (ROSE, 1961; LYLE et SMERDON, 1965; MUM et al., 1973; van de VELD, de BOODT et GABRIELS, 1974; SINGER, MATSUDER et BLACKARD, 1981, etc...), soit sur le terrain (SINGER et BLACKARD, 1977; VALENTIN, 1979; IVERSON, 1980, etc...).

Mais la sensibilité à l'érosion ainsi évaluée ne peut pas être assimilée à l'érodibilité symbolisée par le facteur K : même si la longueur de parcelles est suffisante, la quantité d'eau utilisée au cours de simulation de pluies ne correspond pas toujours à la hauteur de pluie annuelle et surtout, la fréquence des averses est généralement éloignée de celle qui est observée en conditions naturelles. Pour des parcelles courtes (de l'ordre du mètre), la rigueur interdit également l'utilisation de l'équation de WISCHMEIER et SMITH (1960). Ainsi, pour un sol ferrallitique désaturé de Côte d'Ivoire, les valeurs de K, qu l'on obtient par cette méthode sont supérieures à celles calculées pour des pentes plus longues (VALENTIN, 1978). Les mêmes réserves ont été émises par SINGER, HUNTINGTON et SKETCHLEY (1976), et WISCHMEIER (1976) a clairement rappelé les conditions d'application de son équation.

Comme le remarque BRYAN (1969), il est néanmoins tentant d'utiliser des infiltromètres à aspersion, qui permettent d'obtenir rapidement de nombreux résultats, plutôt que d'installer des parcelles classiques d'érosion. BARKER, MOORE et THOMAS (1979) ont ainsi déterminé, par cette méthode (après 3 pluies d'intensités différentes et pour une longueur de pente de 1,40 m), des estimations de K qui semblent satisfaisantes. De MEESTER, IMESON et JONGERIUS (1977) considèrent également que la simulation de pluies sur petites parcelles peut fournir des données intéressantes concernant l'érodibilité des sols.

Pour lever toute ambiguité, nous ne parlerons pas d'"érodibilité" : terme qui supposerait donc une extrapolation à une échelle plus petite (K est exprimé en tonnes/ha/an), mais de "détachabilité". Celle-ci peut être définie comme l'aptitude d'un sol à être fractionné en particules susceptibles d'être transportées. Cette définition s'applique donc à un ensemble de caractéristiques, qui intéressent non seulement le rejaillissement, mais également le transport ultérieur par le ruissellement (FEODOROFF, 1965). Le "rejaillissement" correspond à ce que les auteurs anglophones dénomment "splash erosion".

Nous avons cherché à apprécier cette détachabilité en étudiant plus particulièrement les turbidités et la granulométrie des matériaux entrainés.

B) LES TURBIDITES.

1 - DEFINITIONS ET RESULTATS OBTENUS.

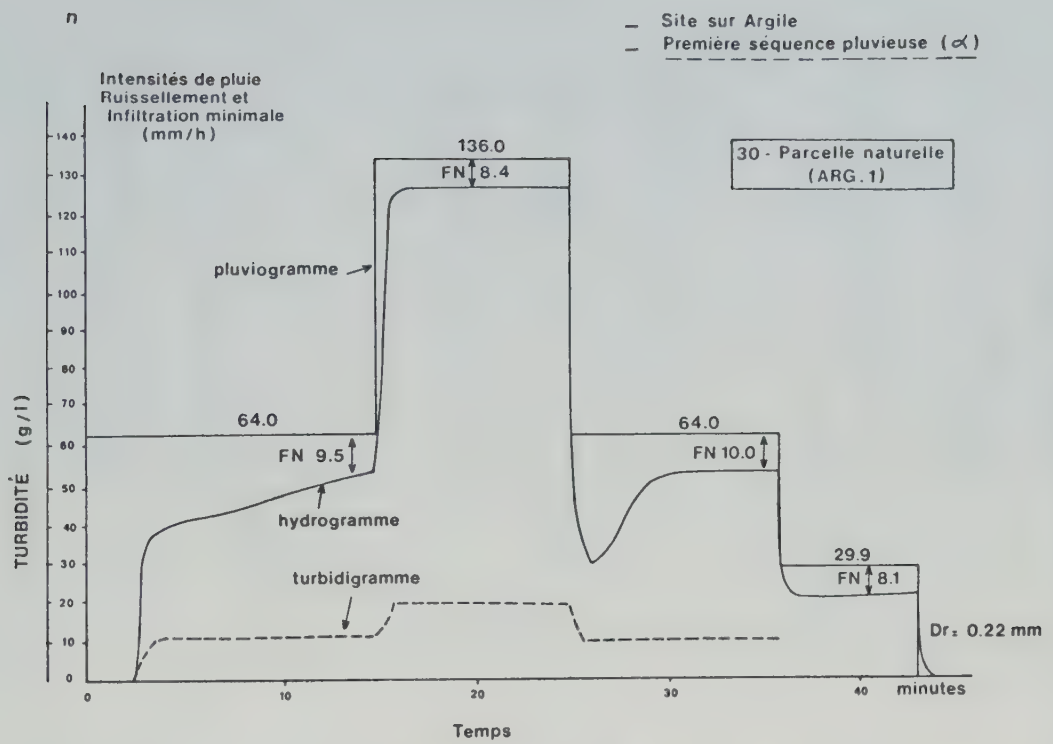
Des prélèvements d'eau de ruissellement ont été réalisés régulièrement au cours des pluies de 60 et 120 mm/h (de 5 à 10 échantillons par averse), à partir d'une dérivation ménagée dans le canal d'écoulement (Photo. N° 54 - F - et 62 - L -).

Après floculation des particules en suspension (obtenue par adjonction de sulfate d'alumine), les sédiments contenus dans chaque bouteille de 30 cm^3 ont été pesés à sec après sèchage à l'étuve à 105° C.

Les résultats sont exprimés en g/l. L'évolution de la turbidité des eaux de ruissellement peut ainsi facilement être établie en fonction du temps.

Seuls les résultats qui correspondent au site sur alluvions argileuses ont été représentés. C'est en effet (Fig. N° 30 à 35) en aval de la cuvette d'AGADEZ, que les turbidités ont été les plus élevées.

Les variations de la turbidité au cours d'une même pluie sont faibles, une fois que le régime constant du ruissellement est atteint . Au début des pluies N° 2, 4, 6 et 8 (Fig. N° 32 à 35), on



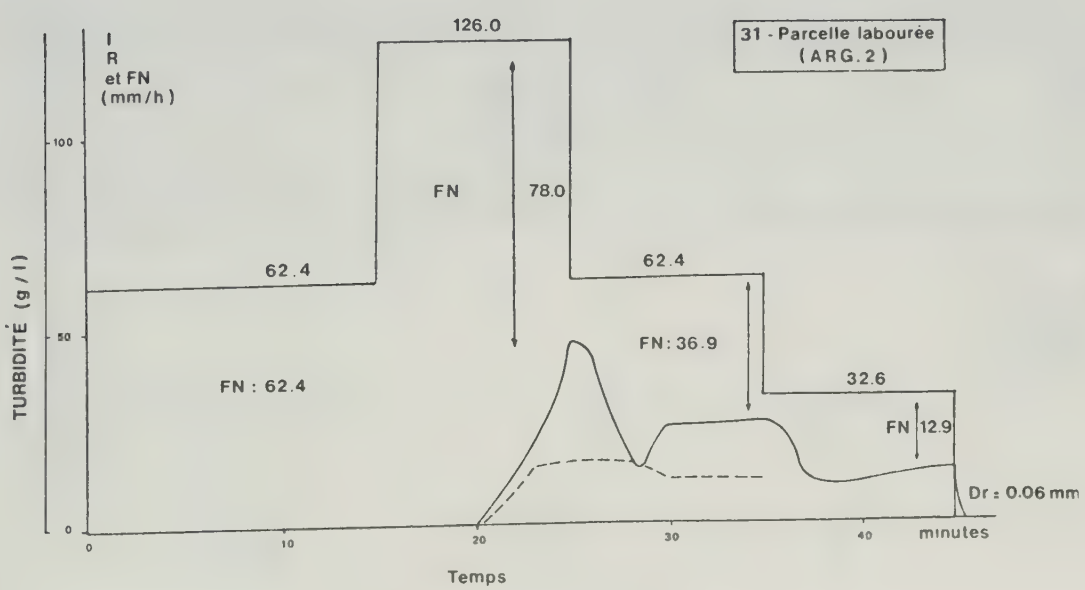


Fig. Nos 30 et 31 : PLUVIOGRAMMES, HYDROGRAMMES ET TURBIDIGRAMMES

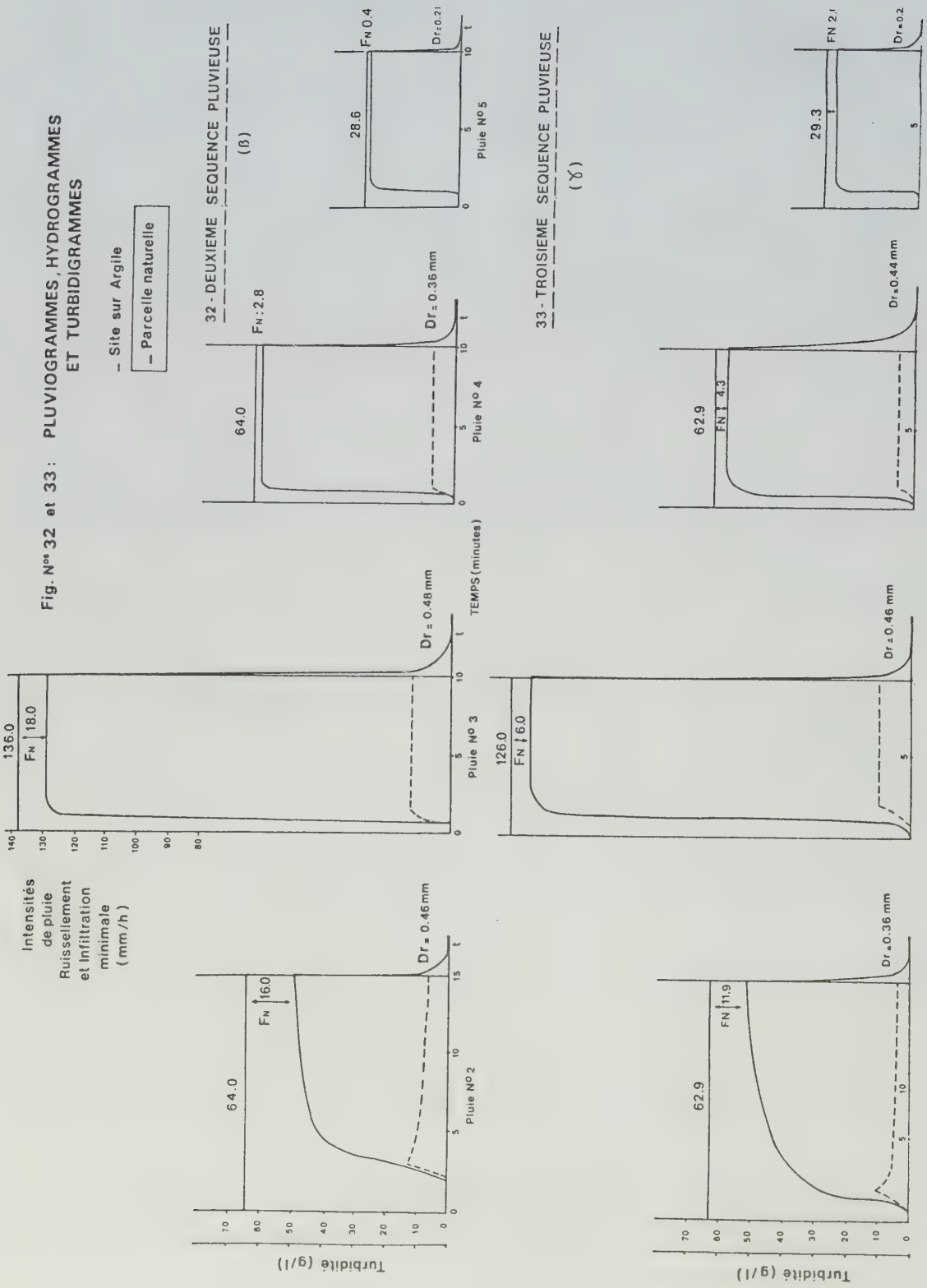


Fig. N° 32 et 33 : PLUVIOGRAMMES, HYDROGRAMMES ET TURBIDIGRAMMES
- Site sur Argile
- Parcelle naturelle
32 - DEUXIEME SEQUENCE PLUVIEUSE (ß)
33 - TROISIEME SEQUENCE PLUVIEUSE (δ)
Intensités de pluie Ruissellement et Infiltration minimale (mm/h)
Turbidité (g/l)
TEMPS (minutes)
Pluie N° 2
Pluie N° 3
Pluie N° 4
Pluie N° 5
64.0
136.0
64.0
28.6
126.0
62.9
62.9
29.3
FN 16.0
FN 18.0
FN : 2.8
FN 0.4
FN 6.0
FN 4.3
FN 11.9
FN 2.1
Dr = 0.46 mm
Dr = 0.48 mm
Dr = 0.36 mm
Dr = 0.21
Dr = 0.46 mm
Dr = 0.44 mm
Dr = 0.36 mm
Dr = 0.2

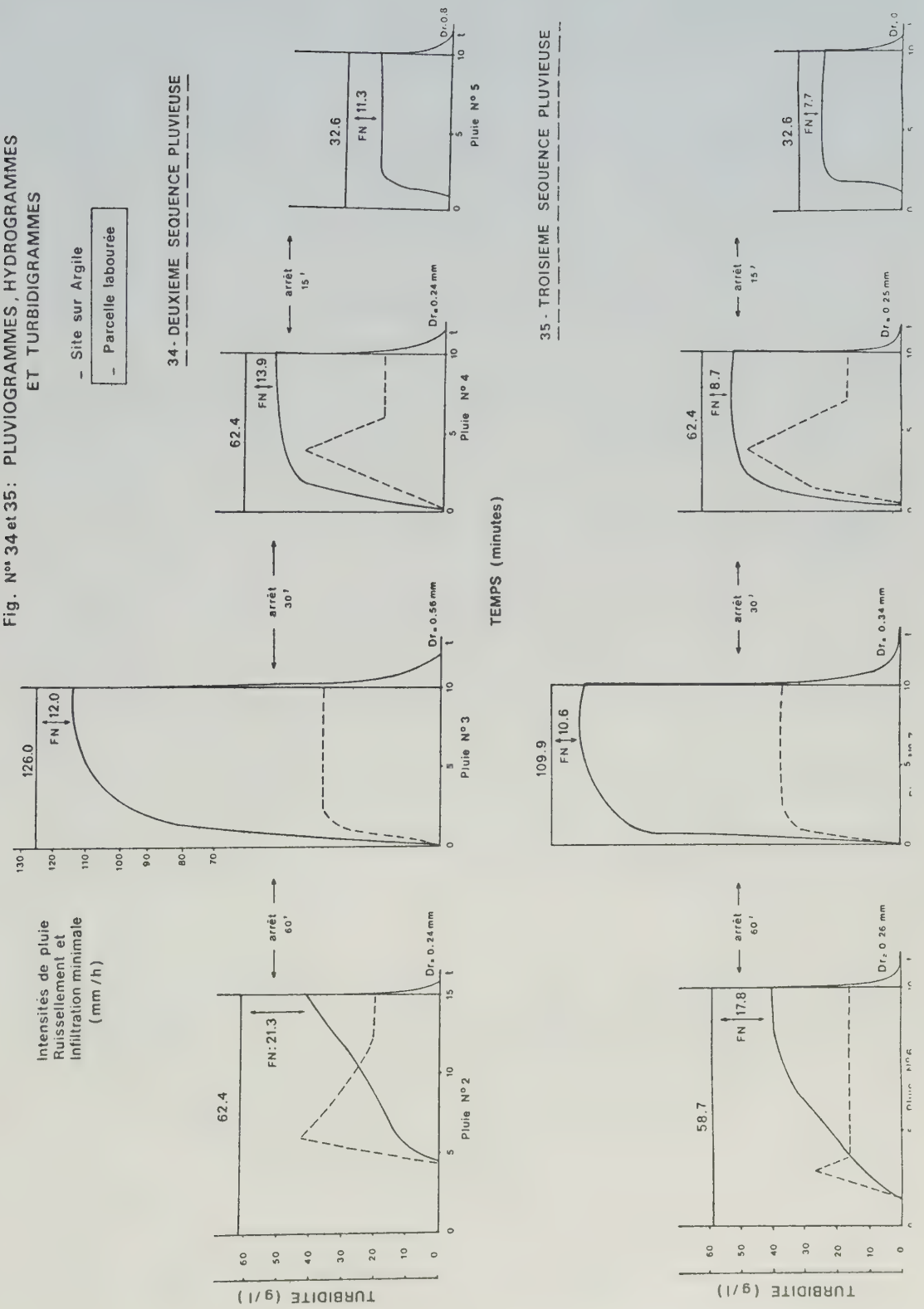


Fig. N° 34 et 35 : PLUVIOGRAMMES, HYDROGRAMMES ET TURBIDIGRAMMES
- Site sur Argile
- Parcelle labourée
34 - DEUXIEME SEQUENCE PLUVIEUSE
35 - TROISIEME SEQUENCE PLUVIEUSE
Intensités de pluie
Ruissellement et
Infiltration minimale
(mm/h)
TURBIDITE (g/l)
TEMPS (minutes)
Pluie N° 2
Pluie N° 3
Pluie N° 4
Pluie N° 5
62.4
126.0
58.7
109.9
32.6
FN: 21.3
FN 12.0
FN 17.8
FN 10.6
FN 13.9
FN 8.7
FN 11.3
FN 7.7
arrêt 60'
arrêt 30'
arrêt 15'
Dr. 0.24 mm
Dr. 0.56 mm
Dr. 0.26 mm
Dr. 0.34 mm
Dr. 0.24 mm
Dr. 0.25 mm
Dr. 0.8
Dr. 0

observe cependant des valeurs plus élevées, qui constituent un "pic" de turbidité. Ce phénomène est particulièrement marqué sur la parcelle labourée du site sur alluvions argileuses. Il ne se manifeste pas, par contre, sur les autres sites.

Nous distinguerons :

. C_x : turbidité sensiblement constante au cours du régime permanent de ruissellement, que l'on calcule comme moyenne des valeurs obtenues.

. C_s : turbidité de début de ruissellement, qui constitue un pic.

Pour chaque parcelle, les variations de C_x en fonction du ruissellement R_x s'ajustent sur des droites (Tabl. N°19, Fig. N°36).

	Parcelles naturelles			*Parcelles labourées*		
	Alluvions		*Reg.*	*Alluvions*		*Reg.*
	Argileuses	*Sableuses*		*Argileuses*	*Sableuses*	
Effectif:n	9	8	9	8	7	5
Coefficient de détermination: r^2	$0,65^{oo}$	$0,71^{oo}$	$0,89^{ooo}$	$0,90^{ooo}$	$0,85^{oo}$	$0,86^{ooo}$
a	0,11	0,04	0,02	0,31	0,13	0,02
b	1,27	-0,05	0,44	3,93	-2,93	-0,30
-b/a	-11,6	1,3	-22,0	-12,7	22,5	15,0

TABLEAU n°19: Effet du ruissellement à régime constant R_x sur la turbidité C_x ($C_x = a.R_x + b$)

^{ooo}: Significatif à 1%
^{oo}: Significatif à 2%

Le nombre de résultats obtenus diffère suivant les parcelles. Pour plusieurs pluies, le ruissellement a été en effet trop faible pour entreprendre des prélèvements sans perturber les mesures d'infiltration (Exemple : parcelle labourée sur reg).

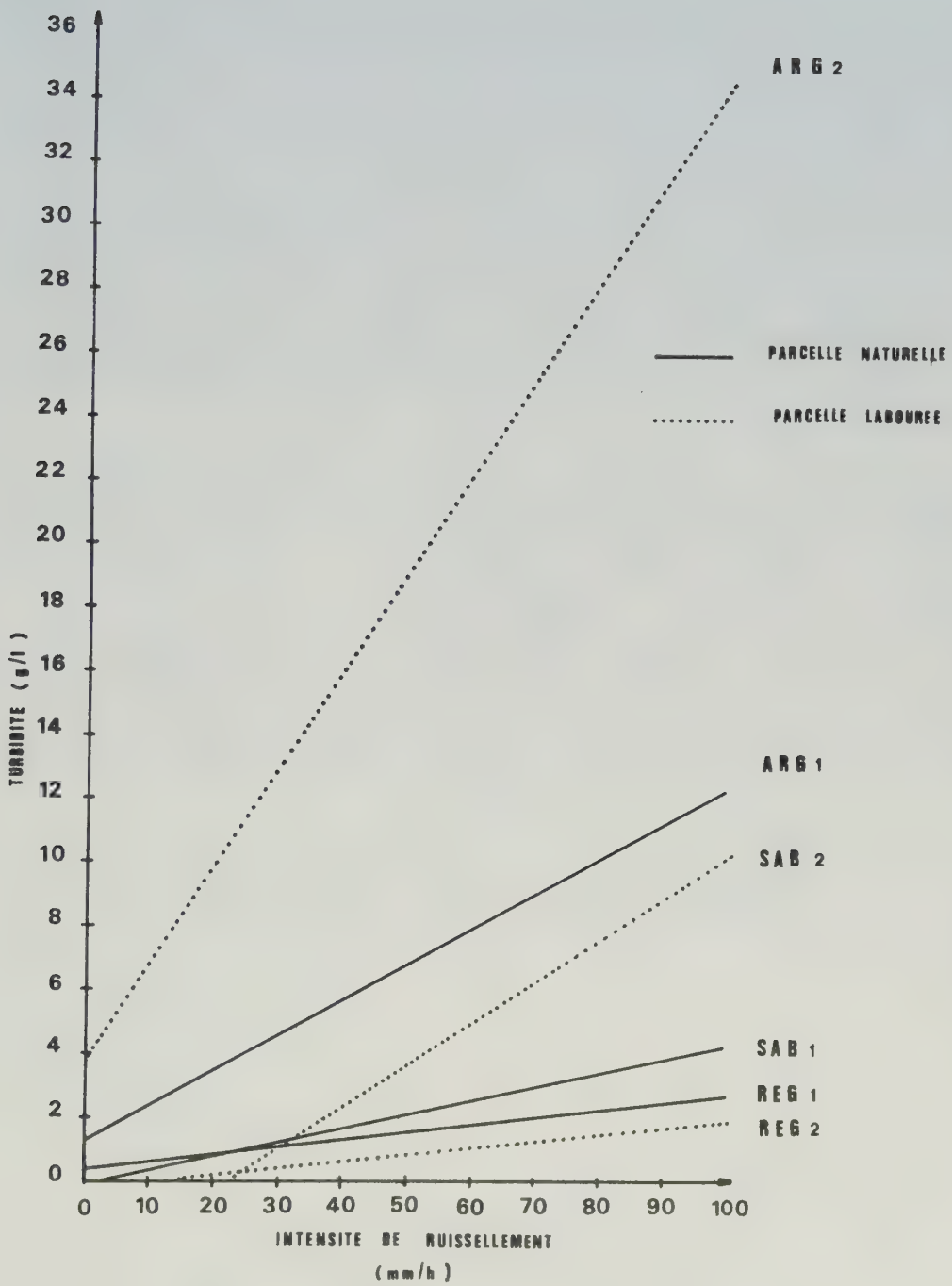


FIG. 36 EFFET DE L'INTENSITÉ DE RUISSELLEMENT SUR LA TURBIDITÉ

Reportés graphiquement (Fig. N°36), ces résultats font apparaître des différences importantes de détachabilité entre les différents sites et suivant les types de traitement :

. Les sites se classent, par ordre de détachabilité croissante, de la manière suivante : alluvions argileuses, sableuses et reg (la turbidité est environ 60 fois plus importante pour ARG. 2 que pour REG. 2 lorsque R_x = 25 mm/h).

. Pour les deux sites sur alluvions, le labour a pour effet d'augmenter la sensibilité au détachement et l'influence du ruissellement sur la turbidité.

. Pour trois parcelles : REG 1, ARG. 1 et ARG. 2, et pour les ruissellements très faibles, il existe une valeur minimale de turbidité, qui est égale à b >o mentionnée au tableau N°19. Pour les trois autres parcelles, les eaux de ruissellement ne commencent à être chargées que pour une valeur minimale d'intensité de ruissellement à régime constant, égale à $-\frac{b}{a} > o$ (Tabl. N°19).

2 - L'ANALYSE DES DIFFERENTS TYPES DE TURBIDITES (Cs et Cx).

a) Les pics de turbidité (Turbidité Cs)

L'existence de turbidités élevées en début de ruissellement (ici de l'ordre du double des C_x) a déjà été mentionnée par divers auteurs (EPSTEIN et GRANT, 1967; VALENTIN, 1978; COLLINET et LAFFORGUE, 1979; COLLINET et VALENTIN, 1979; VAN den BERGHE et de BOODT, 1979, etc...) et elle s'observe fréquemment en début de crues sur les bassins versants (BLANDFORD, 1980, etc...).

L'interprétation la plus simple de ces pics est l'entraînement par les eaux de ruissellement des sédiments déposés à la fin de la pluie précédente. Un tel phénomène se manifeste notamment pour les pluies N°4 et 8 de la parcelle labourée sur alluvions argileuses. Après un temps d'arrêt court (de 30 minutes), les sédiments laissés par la forte pluie précédente sont aisément remobilisés par le ruissellement important de la pluie N°4 (Fig. N°34, 35 et 37). La valeur du pic de turbidité est alors sensiblement égale à celle de C_x de la pluie N°3. Par contre, ce phénomène n'apparaît pas lorsque l'intensité de pluie est supérieure à celle de la pluie précédente (Exemple : pluie N°3, Fig. N°34). Ce type de pic, dû à la remobilisation de dépôts antérieurs, est désigné par C_{st} (Fig. N°37).

Cependant cette interprétation ne suffit pas à expliquer l'existence de pic de turbidité pour les pluies N°2 et N°6 (Fig. N°34 et 35). En effet, la pluie précédente est alors de faible intensité (30 mm/h) et les sédiments qu'elle laisse en surface sont peu importants. De plus leur remobilisation est plus difficile, car le temps de ressuyage (25 h) correspond à celui qui permet une dessiccation superficielle. Or, DAVID et BEER (1975) ont montré précisément, que la détachabilité des sédiments est

une fonction exponentielle décroissante du temps.

Il convient de signaler également, que ces pics apparaissent pour des intensités de ruissellement nettement plus faibles que pour les C_{st}. Si la compétence du ruissellement est en effet suffisante pour entrainer des sédiments déposés par la pluie précédente, elle ne l'est pas, par contre, pour des intensités de ruissellement plus faibles. Il est à noter, en outre, que ce type de pic désigné par le symbole C_{sp} ne s'observe qu'après des pluies d'imbibition, dont la durée est très nettement supérieure à celle des autres pluies. S'il y a remobilisation des sédiments, elle est alors assurée par des phénomènes plus complexes que la reprise du ruissellement : ce sont les processus qui interviennent lors de pluies d'imbibition : rejaillissement sur sol nu, humectation des agrégats, etc...

Ainsi, les pics des pluies 2-6 et 4-8 (Fig. N°32, 33, 34 et 35) bien que d'allure semblable, ne correspondent donc pas aux mêmes phénomènes (Fig. 37) :

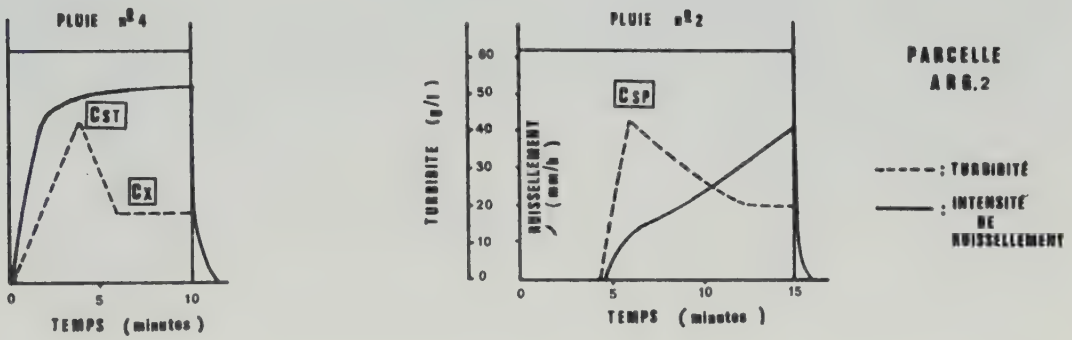


FIG. 37 : LES DEUX TYPES DE PICS DE TURBIDITÉ

pic C_{st} : La reprise par le ruissellement des sédiments déposés par la pluie précédente est le mécanisme majeur.

pic C_{sp} : La mobilisation des particules par les différents phénomènes, qui interviennent pendant la pluie d'imbibition, est la composante la plus importante de la forte turbidité de début de pluie.

Ces pics de turbidité ne se manifestent que pour le site sur alluvions argileuses. EPSTEIN et GRANT (1967) ont également reconnu que ce phénçmène (de type C_{sp}) n'apparaît pas sur les sols sableux. Ils ont montré, de plus, que la valeur de ces pics de turbidité est corrélée à la teneur en argile des matériaux testés. Les pics C_{sp} ne seraient donc pas à rapprocher du rejaillissement, qui affecte peu les matériaux argileux (voir plus loin), mais à la dispersion des colloïdes sous l'effet d'une humectation rapide (CERNUDA, SMITH et VINCENTE CHANDLER, 1954; HANKS, 1960; etc...). Cette hypothèse concorde avec les descriptions de l'évolution des parcelles au cours des pluies : la limite de liquidité semble très vite atteinte à la surface des agrégats dès les premières minutes de la pluie (Photo. N°8 et 22).

b) Les turbidités constantes de régime permanent du ruissellement (C_x).

α) Granulométrie des horizons superficiels.

Nous avons reporté sur la figure N°38, la distribution granulométrique des horizons superficiels soumis aux pluies. Les différenciations superficielles naturelles et celles que le labour provoque, apportent quelques modifications à ces schémas. Notamment, l'apport en surface d'éléments de l'horizon 5-20 cm rend le matériau superficiel plus sableux pour la parcelle labourée sur reg, que pour le témoin naturel (cf. Fig. 7). Ces caractéristiques granulométriques de l'horizon superficiel sont très souvent utilisées pour évaluer l'érodibilité d'un sol (BERTRAND, BARNETT et ROGERS, 1964, 1966, WISHMEIER et MANNERING, 1969; WISCHEMEIER, JOHNSON et CROSS, 1971; RÖMKENS, ROTH et NELSON, 1977, etc...), et nous pouvons ainsi tenter une comparaison avec les résultats de détachabilité, en tenant compte des réserves faites précédemment.

Tous les modes d'évaluation de l'érodibilité tiennent compte des teneurs en limons et en sables. Le nomographe, proposé par WISCHMEIER, JOHNSON et CROSS (1971), indique que l'érodibilité K augmente avec le pourcentage en particules, dont le diamètre est compris entre 2 et 100 microns (limons et sables très fins), et diminue avec le taux de sable (50-2000 µ). Si l'on se réfère à ce type d'évaluation, les turbidités devraient être fortes et sensiblement égales pour le site sur alluvions argileuses et pour celui sur reg. Or, nous avons montré (Fig. 36 et Tabl. 19), que les différences dans ces deux cas étaient très importantes. Un autre facteur intervient donc de façon importante.

β) Teneur en éléments grossiers.

Si l'on ne tient compte que de la terre fine, les turbidités devraient être élevées sur le reg, or elles sont faibles. Plusieurs auteurs (SEGINER, MORIN et SACHORI, 1962; DUMAS, 1965; EPSTEIN, GRANT et STRUCHTMEYE, 1966; MEYER, JOHNSON et FOSTER, 1972; ROOSE, 1974; YOUNGS, 1978; BOX, 1981; etc...) ont montré que la teneur en éléments grossiers jouait un rôle considérable sur la résistance d'un sol à l'érosion. Nos résultats de détacha-

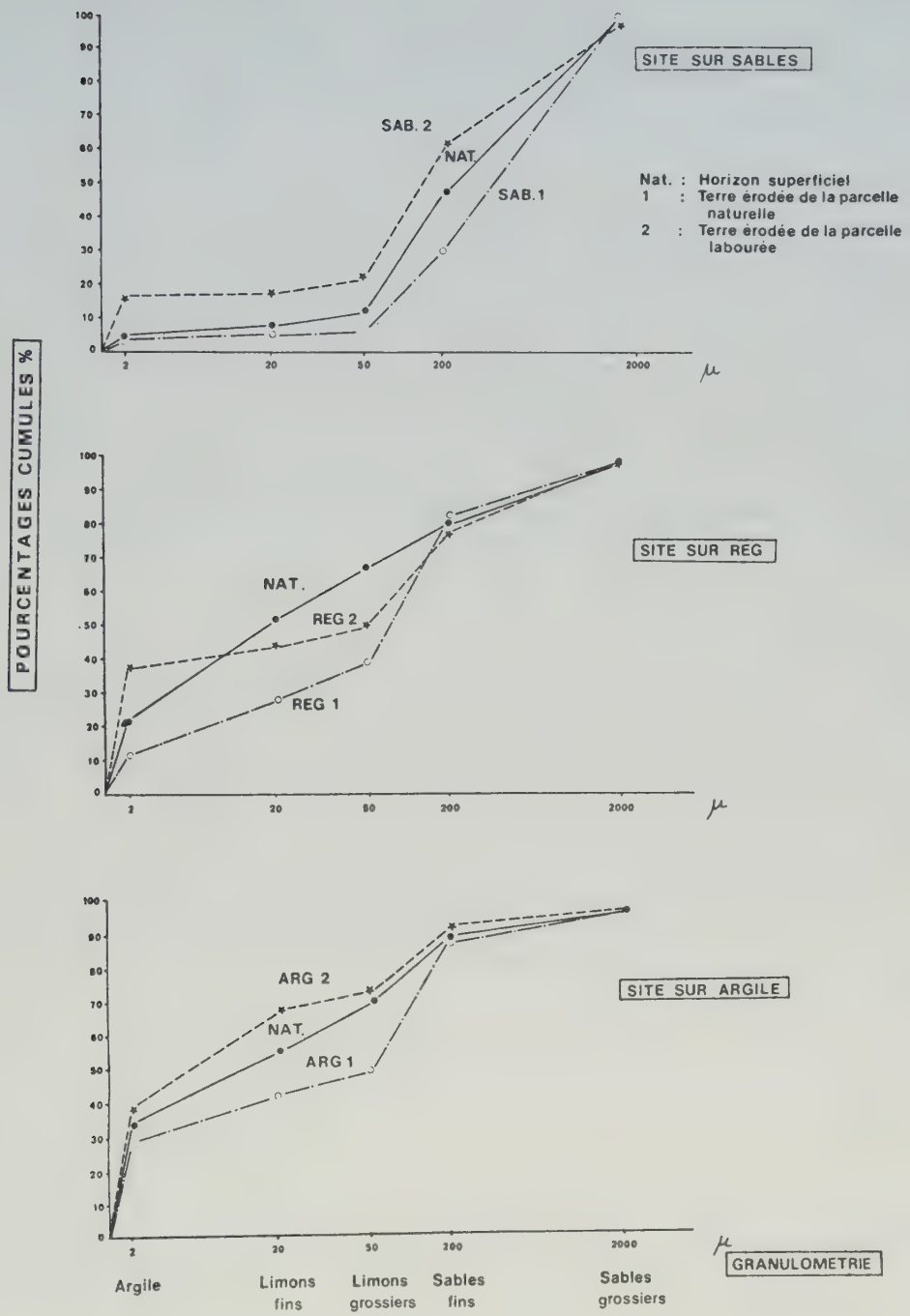


Fig.38 : COURBES CUMULATIVES GRANULOMÉTRIQUES DES HORIZONS SUPERFICIELS ET DES TERRES ÉRODÉES

bilité illustrent également **le rôle protecteur des cailloux du reg vis-à-vis du sol** (et du paléosol) **sous-jacent**, puisque avec une granulométrie de terre fine voisine, les turbidités du site à pavage désertique sont très nettement inférieures à celles que l'on mesure sur alluvions argileuses (Fig. N°36).

γ) Pente.

Selon la plupart des auteurs (ZINGG, 1940; WISCHMEIER et SMITH, 1960; HUDSON, 1973; MORGAN, 1979; etc...), l'érosion augmente avec la pente. Or, dans nos essais, c'est pour les pentes les plus fortes à savoir sur le reg (cf. Tabl. N°17), que l'on obtient les détachabilités les plus faibles (Tabl. N°19). Les règles classiques de l'érosion ne s'appliquent plus en effet, lorsque le sol est partiellement couvert : LAL (1975) a montré ainsi, que la pente n'avait pas d'influence sur l'érosion d'un sol protégé par un mulch végétal, tandis que YAIR et KLEIN (1973) indiquent qu'en climat subdésertique les pertes en terres diminuent avec la pente lorsque le sol est couvert d'éléments grossiers.

δ) Labour.

Les remarques précédentes permettent d'interpréter pourquoi la détachabilité est plus faible pour la parcelle labourée sur reg, que pour le témoin naturel : le labour a accru non seulement la teneur en sables comme nous l'avons déjà signalé (Fig. N°7), mais également le pourcentage de recouvrement en éléments grossiers (Photo. N°52 et 53). Pour les sols alluviaux, le labour apporte en surface des agrégats, dont la détachabilité est nettement plus importante que celle des organisations pelliculaires superficielles. La reconstitution d'O.P.S. sur les parcelles labourées s'accompagne d'une légère diminution des turbidités, malgré une augmentation du ruissellement pour les pluies de 60 mm/h (Fig. 34 et 35).

ε) Pluies d'imbibition.

Nous avons vu que les phénomènes qui interviennent au cours de la pluie d'imbibition (rejaillissement, liquéfaction superficielle des agrégats, dispersion de l'argile) pouvaient expliquer l'existence d'un pic de turbidité C_{sp}. Jouent-ils également un rôle pendant la suite du ruissellement ? Si la mobilisation des éléments n'avait lieu que pendant la pluie d'imbibition, la turbidité devrait suivre une loi d'épuisement. Or, C_x reste sensiblement constant, ce qui signifie que les particules continuent donc à être détachées au cours de la pluie. Néanmoins, une part de la turbidité C_x semble déterminée par la hauteur de la pluie d'imbibition. Pour la parcelle labourée sur alluvions argileuses,

les variations de C_x s'ajustent en effet sur la fonction :

$$C_x = 2{,}18 + 0{,}32\ R_x + 1{,}43\ P_i \quad \text{avec } n = 7 \quad r^2 = 0{,}96 \text{ (significatif à 1\%)}$$

et R_x : intensité de ruissellement en régime permanent (mm/h),

P_i : hauteur de la pluie d'imbibition (mm),

C_x : turbidité moyenne en régime constant (g/l).

β) Valeurs limites du ruissellement.

Les trois parcelles pour lesquelles il n'existe pas de valeur limite de ruissellement à la détachabilité sont les plus riches en argile. Cette fraction granulométrique peut en effet être entrainée par un flux de très faible compétence (HJULSTRÖM, 1935, Fig. 41). L'existence de seuils de ruissellement pour les autres parcelles serait à rapprocher de leur forte teneur en sables. Ces remarques nous amènent à étudier la granulométrie des matériaux entraînés , et les différents processus qui interviennent lors de la détachabilité.

C) LES MATERIAUX ERODES.

1 - DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DES MATERIAUX ENTRAINES.

L'ensemble des matériaux érodés de chaque parcelle a été soumis à l'analyse granulométrique classique. Pour le site sur alluvions argileuses, la quantité de sédiments récupérés a été suffisante pour entreprendre, en plus, une étude de la distribution granulométrique des sables.

Cette méthode de terrain ne nous a pas permis, par contre, d'étudier la taille des agrégats entraînés, ni les pertes en matière organique et en éléments fertilisants contenus dans ces sédiments, du fait de leur quantité insuffisante. Il ne nous a pas été possible, non plus, de procéder à l'analyse chimique des eaux de ruissellement.

Les résultats ont été reportés sous la forme de distributions cumulées (Fig.N38), et de taux de départ par rapport aux teneurs initiales (Fig. N°39). Signalons ceux qui nous paraissent les plus importants :

. Il existe une détachabilité sélective de l'argile pour les horizons labourés, mais pas pour les témoins naturels couverts d'O.P.S.. L'appauvrissement en argile est d'autant plus marqué, que la teneur en est faible (Fig. N°39-A).

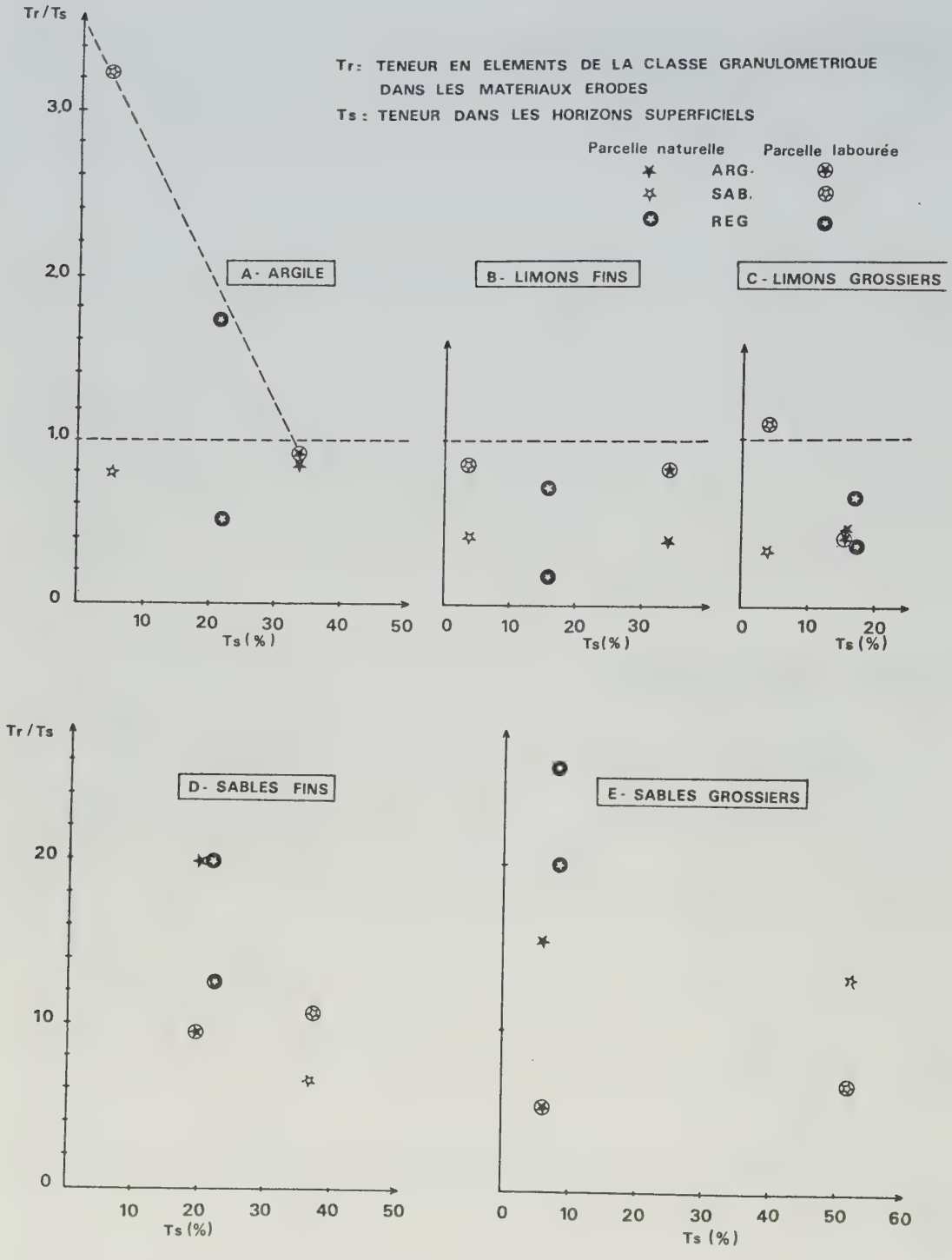


FIG. n° 39 : COMPARAISON DE LA COMPOSITION GRANULOMETRIQUE DES MATERIAUX ERODES ET DES HORIZONS SUPERFICIELS

. Pour toutes les parcelles, l'horizon superficiel subit un enrichissement relatif en limons fins et grossiers (à l'exception de la parcelle labourée sur alluvions sableuses, Fig. 39-B, etc.).

. Le départ des sables est surtout marqué sur les parcelles couvertes de dépôts superficiels grossiers (REG.1, ARG.1, Fig. N° 40-D et E), et la parcelle REG.2, dont le labour a enrichi l'horizon superficiel en sables (Fig. N°7).

Les résultats d'analyse granulométrique des sables pour le site sur alluvions argileuses font apparaître, pour les deux parcelles, un enrichissement relatif en sables très fins (50-80 µ) et très grossiers (> 500 µ) (Fig. N°40).

2 - LE COMPORTEMENT DES DIFFERENTES CLASSES GRANULOMETRIQUES VIS A VIS DES PROCESSUS INTERVENANT LORS DE LA DETACHABILITE.

a) Les principaux processus intervenant lors de la détachabilité.

Il convient en premier lieu de passer en revue les différents processus qui peuvent intervenir dans la désagrégation et le transport :

1. La désagrégation.

Les phénomènes de désagrégation peuvent avoir plusieurs origines :

α) Gonflement, liquéfaction et dispersion.

Les examens morphologiques des agrégats de la parcelle ARG.2 en début de pluie ont montré que leur surface s'humectait rapidement. On assiste alors à un gonflement provoqué par la présence d'argiles smectitiques (cf. Photo N°8, 9 et 12), et les premiers millimètres superficiels des agrégats atteignent rapidement la limite de liquidité (H_p = 27,5%). Cette humectation s'accompagne d'une diminution des liens entre les particules (CERNUDA, SMITH et VINCENTECHANDLER, 1954; HARRIS, ALLEN et CHESTERS, 1966, etc..). Ainsi, plus la limite de liquidité est rapidement atteinte plus les sols sont sensibles à la formation d'O.P.S. (SEWEL et MOTE, 1969). DE PLOEY (1978) propose un indice de sensibilité à l'encroûtement des sols, qui prend en compte des paramètres obtenus à l'aide du dispositif utilisé pour les déterminations des limites d'ATTERBERG (appareil de CASAGRANDE).

Ces deux mécanismes de gonflement et de liquéfaction favorisent la dispersion des colloïdes, et ceci d'autant plus que le complexe absorbant est riche en sodium (QUIRK, 1978).

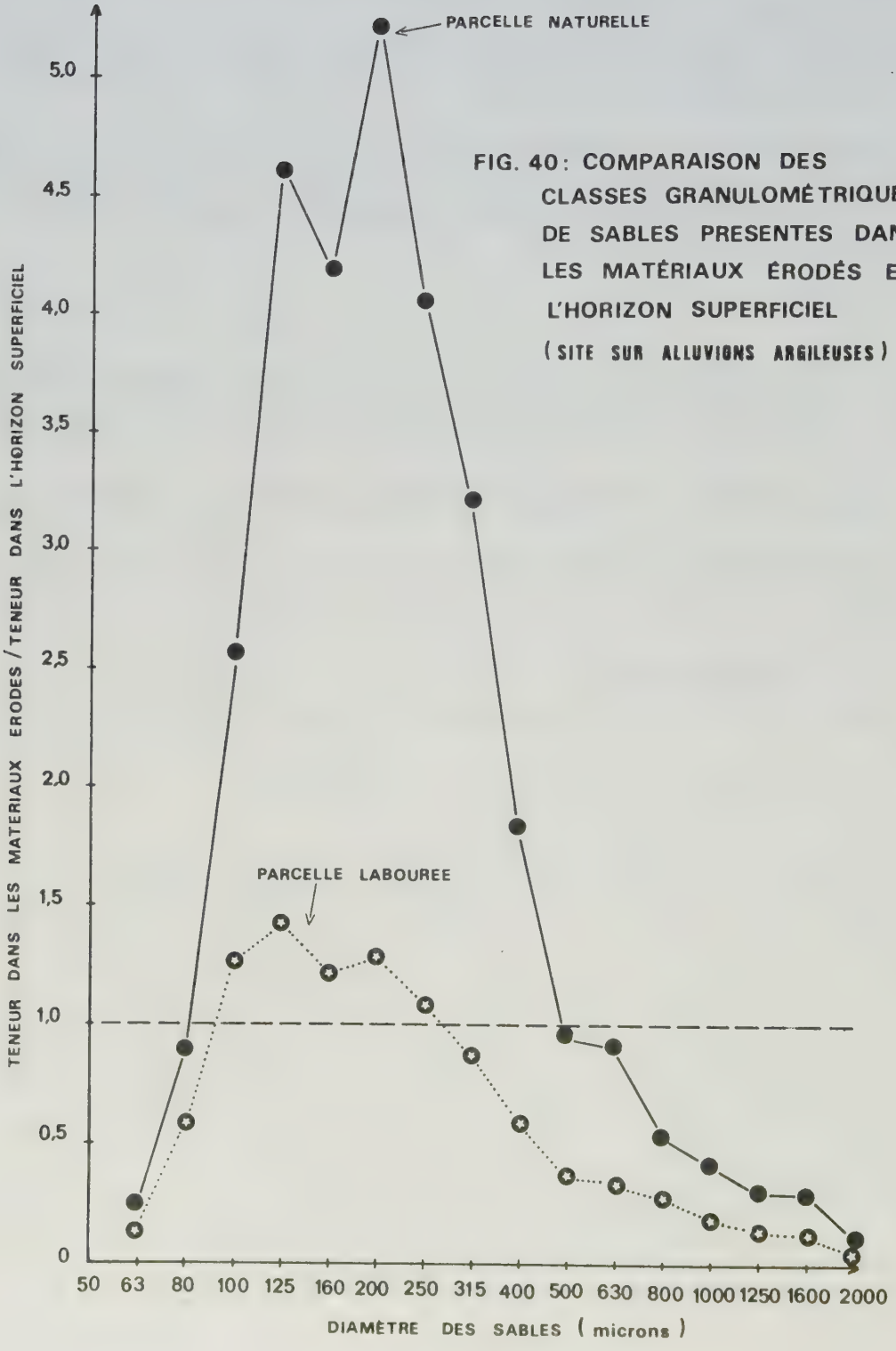


FIG. 40 : COMPARAISON DES CLASSES GRANULOMÉTRIQUES DE SABLES PRESENTES DANS LES MATÉRIAUX ÉRODÉS ET L'HORIZON SUPERFICIEL

(SITE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES)

β) Eclatement des agrégats.

De très nombreux auteurs ont montré cependant, à la suite de HENIN (1938), que les processus précédents ne suffisent pas à rendre compte de la désagrégation. Il est en effet nécessaire de faire intervenir la pression de l'air des capillaires, pression qui croît considérablement aú cours de l'humectation (CERNUDA, SMITH et VINCENTE-CHANDLER, 1954; MONNIER, 1965; FARRES, 1980, etc...). Ce phénomène explique pourquoi les agrégats sont moins résistants à l'eau lorsqu'ils sont secs que lorsqu'ils sont humides (HANKS, 1960; ROSE, 1961; BOIFFIN et SEBILLOTTE, 1976, etc...). Il est également à rapprocher de l'existence de pics de turbidité (C_{sp}) en début de pluies lorsque la parcelle est sèche (Fig. N°32, 34 et 37). Rappelons également que lors des essais PIOGER, la désagrégation survient très rapidement sans l'intervention de chocs de gouttes d'eau. Sur la parcelle labourée soumise aux pluies, l'évolution la plus marquante des agrégats (Photo. N°8 et 22) s'effectue dès le début de la première pluie. Ces différentes remarques illustrent l'importance de ce phénomène d'éclatement et de fragmentation structurale au cours des pluies d'imbibition (Photo. N°23 et 24).

δ) Impact des gouttes de pluies.

Les mécanismes précédents ne seraient pas les seuls à intervenir. HUDSON (1957) a montré qu'il suffit de tendre un grillage fin (une moustiquaire) au-dessus d'une parcelle pour réduire de 90% les pertes en terre provoquées par l'érosion. Par ce procédé la taille des gouttes de pluies et leur vitesse d'impact se trouvent considérablement diminuées. ELLISON (1944) a mis en évidence la relation entre l'énergie cinétique des pluies et la désagrégation. Ce phénomène s'accompagne d'un rejaillissement de gouttelettes et de particules. De très nombreux auteurs ont, par la suite, vérifié cet effet des gouttes de pluies (BISAL, 1960; GHADIRI et PAYNE, 1977; POESEN et SAVAT, 1981, etc...). Selon les résultats obtenus par PALMER (1965) l'effet d'impact serait alors maximum pour une épaisseur de lame d'eau égale au diamètre moyen des gouttes. Mais GHADIRI et PAYNE (1977 et 1981); VALENTIN (1978), suivis de POESEN et SAVAT (1981) ont montré que la détachabilité par rejaillissement décroît au contraire très rapidement dès l'apparition du ruissellement, même pour des détentions superficielles inférieures au diamètre moyen des gouttes. Ce phénomène serait donc, lui aussi, très important au cours de la pluie d'imbibition et en début de ruissellement.

En fait, la distinction entre les trois types de mécanismes qui viennent d'être évoqués est délicate car ils apparaissent presque simultanément en début de pluie. MOSKOVKIN et GAKHOV (1979), puis FARRES (1980) ont montré, notamment, que la pression de l'air dans les capillaires dépend de l'intervalle qui sépare l'impact de deux gouttes au même endroit. Le phénomène d'éclatement est donc lui aussi lié à l'intensité de la pluie; il augmente l'effet mécanique du choc des gouttes de pluies.

Mais, comme nous le verrons plus loin, ces processus n'interviennent pas tous avec la même importance pour les différentes compositions granulométriques des sols.

2. Le transport hydrique des matériaux.

Le rejaillissement n'est que partiellement responsable du transport des matériaux détachés : la masse des particules détachées, qui subissent le rejaillissement suit, en effet, une fonction exponentielle décroissante de la distance au point d'impact (SAVAT et POESEN, 1981) et les quantités d'eau qui rejaillissent vers l'aval ne constituent que quelques centièmes du ruissellement total (ZASLAVSKY et SINAI, 1981).

C'est donc le ruissellement qui assure la majeure partie du transport des matériaux détachés. La plupart des auteurs appliquent les lois de HJULTROM (1935) qui relient le diamètre des particules transportées à la vitesse du courant (Fig. N°41). BRYAN (1976) considère cependant que pour des ruissellements dont la détention superficielle est inférieure au diamètre des particules, les vitesses nécessaires à leur transport sont inférieures à celles qui sont déterminées pour les cours d'eau. DE PLOEY et MOYERSONS (1975) ont, pour leur part, montré que des éléments grossiers (2 mm à 2 cm) pouvaient migrer à la surface du sol, sous l'effet simultané du choc des gouttes de pluies et du ruissellement (même si celui-ci est faible). Des observations analogues ont été effectuées par BRYAN (1968) pour des petits agrégats stables à l'eau.

Le ruissellement intervient sur le transport des particules, mais peu sur leur érosion au sens strict : la vitesse minimale susceptible d'arracher des particules est de l'ordre de 20 cm/sec. (Fig. 41). Or, elle est rarement atteinte par le ruissellement en nappe (FEODOROFF,1965). C'est donc surtout dans les micro-rigoles des parcelles que ce type de détachabilité peut jouer (YOUNG et WIERSMA, 1973).

b) Les relations entre les différentes classes granulométriques et leur comportement (Tabl. N°20).

FRACTIONS GRANULOMETRIQUES

MECANISMES	0-2 µ	2-80 µ	80-400 µ	400-2000 µ
Gonflement	XXX			
Eclatement	X	XXX		
Rejaillissement	X	X	XXX	X
Transport dû au ruissellement en nappe	XXX	XXX	X	

Phénomène très marqué: XXX, assez marqué: XX, peu marqué: X.

TABLEAU N°20 : Comportement des classes granulométriques vis à vis des principaux mécanismes de détachabilité.

1. Argile (0-2 µ).

La fraction granulométrique la plus fine est la plus sensible aux phénomènes de gonflement et d'éclatement (CERNUDA, SMITH et VINCENTE CHANDLER, 1954; FEODOROFF, 1965, etc...). L'argile favorise l'instabilité structurale (QUANTIN et COMBEAU, 1962, etc...) mais résiste très bien au phénomène de rejaillissement (BUBENZER et JONES, 1971; GABRIELS et MOLDENHAUER, 1978, etc.), surtout à l'état sec (FEODOROFF,1965, MUTCHLER et LARSON, 1971, GABRIELS et MOLDENHAUER, 1978). Les pics de turbidité (C_{sp}), observés sur la parcelle labourée ARG.2, sont donc surtout constitués d'argile dispersée par les phénomènes de gonflement, de liquéfaction et d'éclatement. Ils ne sont pas provoqués par l'effet de rejaillissement.

Aux fortes turbidités argileuses du début de pluies succèdent des charges solides moins élevées. Les phénomènes de désagrégation ne sont en effet très sensibles, que pendant la pluie d'imbibition. De plus, la constitution très rapide d'une O.P.S. au cours de la pluie s'accompagne d'une augmentation de densité apparente des premiers millimètres du sol et de sa résistance à la détachabilité (TACKET et PEARSON, 1964). L'argile est en effet très sensible aux chocs reçus à bas pF, et s'oriente alors facilement (GREENE KELLY et MACKNEY, 1970; FERRY et OLSEN, 1975). Ce phénomène s'est vu confirmé par l'examen de l'évolution des surfaces au cours des pluies à l'aide de photographies (FARRES, 1978), et par l'observation d'échantillons de surface au microscope électronique à balayage (CHEN et al., 1980). Les O.P.S. assurent donc un rôle protecteur vis-à-vis de la détachabilité et notamment envers les pertes en argile. Ce phénomène est illustré par la comparaison des résultats que l'on obtient pour les alluvions argileuses entre la parcelle cultivée et le témoin (Fig. N°36).

Plus les forces de liaisons sont importantes en surface du sol (O.P.S., état sec, forte densité, teneur importante en argile), moins le phénomène d'appauvrissement en argile est sensible. Ceci explique que la détachabilité sélective se manifeste surtout sur l'horizon labouré le plus sableux (SAB.2) (Fig. N° 39-A).

2. Limons fins et grossiers, sables très fins (fraction 2-80µ).

La fraction 2-80µ favorise l'érodibilité (WISCHMEIER, JOHNSON et CROSS, 1971, etc...). Elle contribue, en effet, au phénomène d'éclatement (QUANTIN et COMBEAU, 1962) en concourant à l'abondance des pores de faible diamètre. Nos résultats montrent que cette fraction est celle qui migre le moins, ils concordent avec ceux de FARREL (1972) et de GABRIELS et MOLDENHAUER (1978). En fait, les pertes existent pour cette fraction, mais elles sont moins importantes que pour l'argile et les sables plus grossiers. Ces éléments sont trop petits pour subir le rejaillissement (MAZURAK et MOSHER, 1968), et trop grands pour rester en suspension (loi de STOKES). De ce fait, les parcelles érodées subissent un enrichissement relatif en particules de cette dimension (2-80 µ).

3. Sables > 80 µ.

Les sables sont surtout sensibles au phénomène de rejaillissement qui affecte principalement la classe 175-250 µ (EKERN, 1956) ou la classe 105-210 µ (MAZURAK et MOSHER, 1968). Leur transport dépend de la compétence du ruissellement : ainsi les matériaux les plus grossiers, qui sont détachés préférentiellement ont un diamètre de 250 µ (ARG.2) et de 400 µ (ARG.1) : ces limites sont légèrement supérieures à celles qui correspondent aux vitesses maximales calculées (Tabl. N°17, Fig. N° 41), ce qui tend à démontrer l'existence d'une légère hiérarchisation du ruissellement. Les sables de diamètre supérieur sont en quantités très faibles (Fig. N°38 et 40) : c'est le courant plus fort des micro-rigoles qui les entraîne.

Signalons que la fraction la plus grossière est également sensible au phénomène de liquéfaction favorisé lui-même par l'impact des gouttes (de PLOEY, 1971). Les agrégats qui contiennent une forte proportion de sable sont également très fragiles au choc des gouttes de pluies (TOOGOOD, 1978, etc...). Pour cette raison, les agrégats de la parcelle labourée sur alluvions sableuses (Photo. N°41) se désagrégent très rapidement dès les premières pluies. L'analyse granulométrique d'O. P.S. de sols sableux en INDE (DHIR et al., 1974) a montré que ces organisations présentent un appauvrissement relatif de la fraction 50-500 µ par rapport au matériau sous-jacent. Ce type de résultats paraît donc général.

D) NOTE SUR L'ACTION DU VENT.

L'érosion éolienne revêt une importance très grande dans les zones désertiques et sahariennes (AUBERT et MAIGNIEN, 1947, etc..). Les vents y sont généralement secs et violents, alors que la végétation est rare. Nous n'avons pas effectué de mesures particulières concernant l'action du vent sur les pertes en terre, mais nous pouvons présenter quelques observations et remarques, qui sont susceptibles de guider certaines interprétations :

- La résistance à l'érosion éolienne dépend essentiellement de la cohésion des particulesentre elles (CHEPIL, 1955). Or, comme nous l'avons vu cette cohésion est elle-même liée à un certain nombre de facteurs (humidité, granulométrie, etc...).

- L'humidité diminue la détachabilité éolienne (BISAL et HSIEN, 1966). Il existe en effet une relation linéaire croissante entre la vitesse critique du vent à partir de laquelle apparaît l'érosion et l'humidité superficielle du sol. Cependant cette action protectrice de l'humidité ne devient sensible qu'à partir d'une certaine valeur (3-4%); lorsque le sol est plus sec, la détachabilité éolienne est alors indépendante de l'humidité (AZIZOV, 1977).

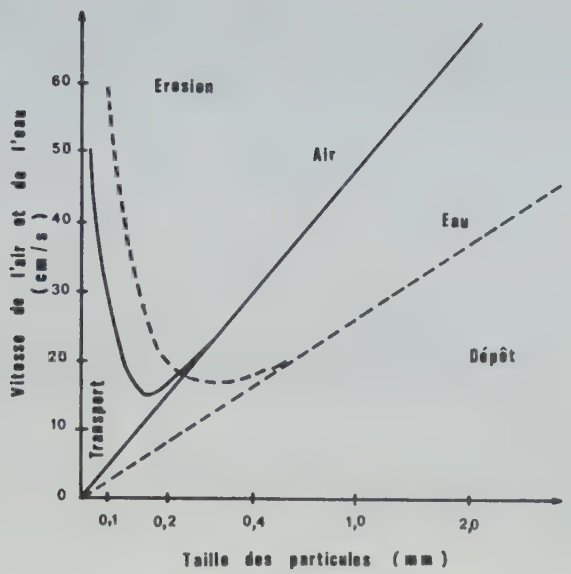


FIG. 41: COMPARAISON DES EFFETS DE L'AIR ET DE L'EAU (EROSION, TRANSPORT ET DEPÔT) SUR LES DIFFERENTES CLASSES GRANULOMETRIQUES (D'APRES HJULSTRÖM - 1935, BAGNOLD - 1937)

. L'effet de la composition granulométrique a depuis longtemps été étudié : des courbes similaires à celles de HJULSTRÖM (1935), établies pour les flux d'eaux, ont été proposées par BAGNOLD (1937)* (Fig. N°41) pour le vent. Elles font apparaître que les particules sensibles à la déflation sont également celles qui sont les plus détachables par l'eau. Ainsi l'évaluation de l'érodibilité éolienne des sols, présentée par CHEPIL et WOODRUFF (1963), et utilisée par la suite dans l'équation d'érosion éolienne (WOODRUFF et SIDDOWAY, 1965), tient compte des pourcentages de fractions argileuses (< 2 µ) et de celles qui sont supérieures à 84 µ. Comme nous venons de le voir pour le ruissellement, la fraction comprise entre 2 µ et 80µ est la plus résistante à la fois à la détachabilité hydrique et à la déflation éolienne.

- Cette équation de prévision d'érosion éolienne tient compte de la présence d'une O.P.S. à la surface du sol qui réduit considérablement la sensibilité à la déflation (CHEPPIL et WOODRUFF, 1963; WOODRUFF et SIDDOWAY, 1975).

Ces différentes remarques font donc apparaître que les microhorizons sableux, souvent discontinus, à la surface des O.P.S. (cf. Fig. N°9), et indicateurs d'une détachabilité importante de cette fraction granulométrique (Fig. N°40), peuvent être des dépôts laissés soit par le vent, soit par le ruissellement. Pour les particules les plus fines (80-250 µ), ils sont en effet généralement soumis aux deux effets : les sédiments laissés par le ruissellement peuvent être facilement (lorsqu'ils ne sont que faiblement soudés) repris par la déflation. Leur action abrasive liée

* BAGNOLD R.A. (1937) : "Transport of sand by wind". *Geogr. Journ*, 89-436.

au vent est susceptible alors d'éroder localement les matériaux sous-jacents. Ainsi, la discontinuité des micro-horizons à dominance plasmique est plus marquée sur les alluvions sableuses que sur les alluvions argileuses (Fig. N°9 et 13).

E) CONCLUSION.

Les résultats, concernant la détachabilité, obtenus sur les parcelles labourées, permettent de mettre en évidence la forte sensibilité à l'érosion hydrique des matériaux amenés en surface par le travail du sol. L'instabilité des agrégats semble devoir être rapprochée de leurs faibles teneurs en matière organique et en composés ferrugineux (MONNIER, 1965; QUIRK, 1978; LUK, 1979, etc...). Ceux qui contiennent la plus forte proportion d'argile (à dominance smectitique) se désagrègent en présence d'eau, indépendamment du choc des gouttes de pluie. La désagrégation des agrégats sableux est, par contre, étroitement liée au phénomène de rejaillissement.

Lors de l'estimation de la détachabilité d'un sol, la première caractéristique à prendre en compte est son taux de couverture en éléments grossiers (ou éventuellement de végétaux...), qui est plus déterminant que la granulométrie ou la pente.

Les processus les plus importants interviennent en début de pluie, et plus particulièrement au cours des premières minutes de la première averse. Avant l apparition du ruissellement et à son début les phénomènes de désagrégation liés au gonflement à l'éclatement et au rejaillissement atteignent, en effet, leur développement maximal. Ils se traduisent, pour les sols argileux, par un pic de turbidité. Le début de la pluie se caractérise, par conséquent, par une forte désagrégation associée à de faibles transferts latéraux. Par la suite, une fois le palier de ruissellement atteint, la détachabilité résulte, par contre, d'une désagrégation réduite, et d'une compétence élevée (aptitude au transport des particules). Ces résultats rejoignent ceux de EPSTEIN et GRANT (1967) et de FARRES (1978).

Nous avons montré que la détachabilité mesurée sur les parcelles naturelles est bien inférieure à celle observée pour les sols labourés, surtout pour la fraction argileuse. Ce phénomène est à rapprocher des descriptions des organisations pelliculaires superficielles naturelles (cf. 1ère partie). Les trois O.P.S. étudiés sont, en effet, constituées, en simplifiant, de microhorizons sableux recouvrant un microhorizon à dominance plasmique. La cohésion de ce dernier (cf. les mesures de la résistance mécanique à la pénétration) entraine une forte résistance vis-à-vis de l'entraînement des particules argileuses par l'eau. L'existence d'O. P.S. sur les sols naturels les protège , par conséquent, de l'érosion en nappe. Ces résultats sont conformes à ceux de FREE (1953 , TACKET et PEARSON (1964), VANONI et al. (1966), MOLDENHAUER et KOWARA (1968), de PLOEY (1980), etc...

La comparaison des O.P.S. naturelles, avant et après les pluies, particulièrement sur le site argileux (Fig. N°9, Photo. N°15), laisse supposer une érosion éolienne du microhorizon superficiel. La constitution d'O.P.S., qui, comme nous l'avons vu (première partie), s'accompagne d'une ségrégation entre le plasma et le squelette, tend à protéger l'argile de l'érosion hydrique mais en même temps favorise l'érosion éolienne des sables fins, le plus souvent déliés, qui constituent le microhorizon superficiel de ces organisations.

En région sub-désertique, il semble, par conséquent, que l'existence d'organisations pelliculaires à la surface des sols tend à limiter le phénomène d'appauvrissement en argile. Dans les régions plus humides, ces O.P.S. peuvent être détruites, au moins partiellement par l'action de la pédofaune. Celle-ci apporte généralement en surface des particules argileuses alors facilement entrainées par les eaux de ruissellement, d'où le phénomène d'appauvrissement. Des exemples de ces mécanismes ont été fournis au TOGO, pour les termites (LEVEQUE, 1975, 1977 et 1978) et en Côte d'Ivoire, pour les vers de terre (ROOSE, 1976).

Nous avons donc montré que la résistance mécanique à la pénétration, l'infiltration et l'évaporation sont fortement déterminées par les caractères de surface des sols. La détachabilité correspond également à un comportement de ces organisations pelliculaires superficielles. Mais elle se distingue des phénomènes précédents dans la mesure où elle intervient directement sur l'évolution et la formation de ces organisations superficielles. Les différentes études expérimentales fournissent, non seulement des données utiles concernant la réaction des sols soumis aux pluies mais apportent également des précisions concernant la constitution des O.P.S.. Comme l'approche descriptive a déjà permis de formuler quelques hypothèses sur ce sujet, il convient d'aborder maintenant la synthèse des résultats expérimentaux et des données morphologiques.

TROISIEME PARTIE

FORMATION ET ÉVOLUTION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES

L'analyse de la constitution des O.P.S. et l'étude expérimentale de leur comportement nous ont plusieurs fois amenés à envisager leur genèse. Il convient maintenant de rassembler ces diverses données et de les confronter pour proposer des modèles concernant la formation et l'évolution de ces organisations superficielles.

Nous présenterons, pour chaque site, les différents stades de transformation de l'O.P.S. de la parcelle labourée, avant de les comparer au témoin naturel. Les schémas génétiques, qui peuvent être ainsi présentés, nous permettront ensuite de proposer un certain nombre de conclusions sur l'importance relative et sur le déterminisme des différents processus, qui interviennent au cours de la formation et de l'évolution de ces O.P.S.

I - SCHÉMAS DE FORMATION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES.

A) SITE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES.

1 - PARCELLE LABOUREE.

Envisageons, tout d'abord, en réunissant les observations et les mesures de terrain, les principaux stades de la formation de l'O.P.S. au cours de phases successives de la première séquence pluvieuse après le labour.

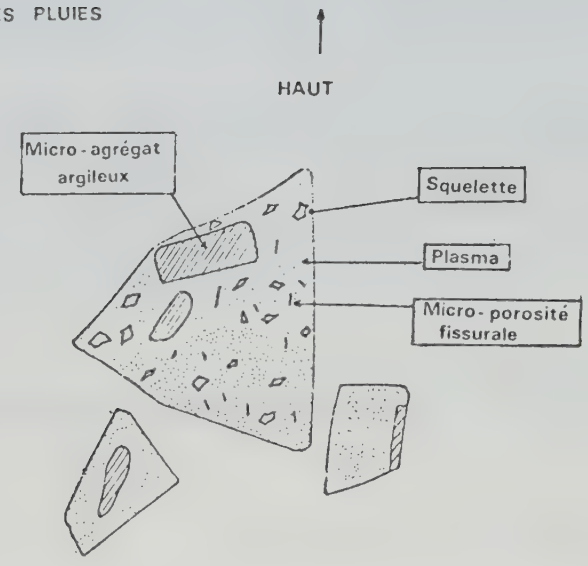
a) Phase d'imbibition (Fig. N°42-A et B).

Au début de la pluie, la surface de la parcelle est couverte de petits et de gros agrégats (Photo. N°7 et 18).

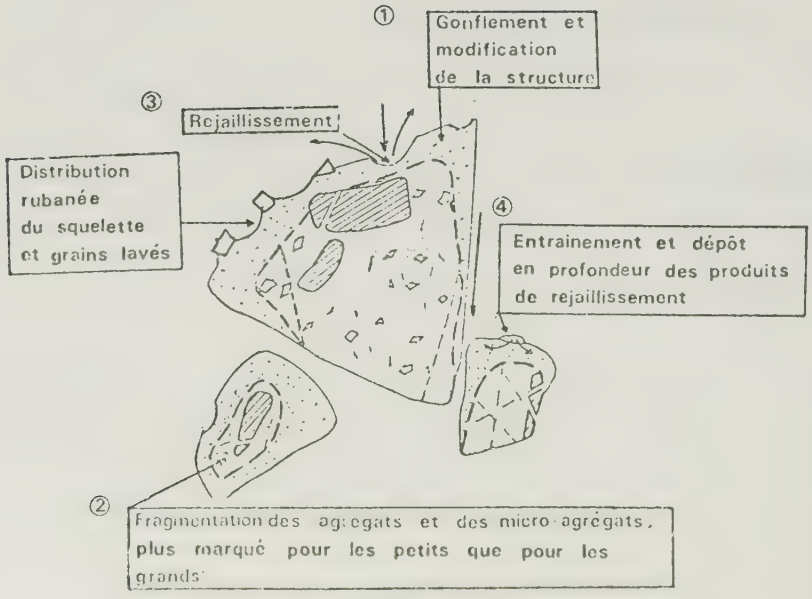
Ceux qui présentent la taille la plus petite proviennent des premiers centimètres du sol (Photo. N°4-H et 6). Ce sont donc ceux qui ont subi antérieurement le plus grand nombre de cycles d'humectation-dessiccation compte-tenu des faibles profondeurs du front d'humectation atteintes en saison des pluies (Tabl. N°8). Cette histoire hydrique entraîne une réduction de leur stabilité structurale (LEMOS et LUTZ, 1957). De fait, on observe bien que ce sont ces agrégats les plus petits, qui se désagrègent le plus vite (Fig. N°42, Photo. N°7 à 14 et 22).

L'ensemble des agrégats, dès les premières minutes de la pluie, (Photo. N°8 et 22) présentent un gonflement (à leur périphérie, et à leur partie supérieure), dont l'importance est très probablement dûe à la dessiccation que les argiles smectitiques ont pu subir antérieurement (TESSIER et PEDRO, 1980). Ce gonflement subsiste sur les échantillons prélevés lors de cette phase :

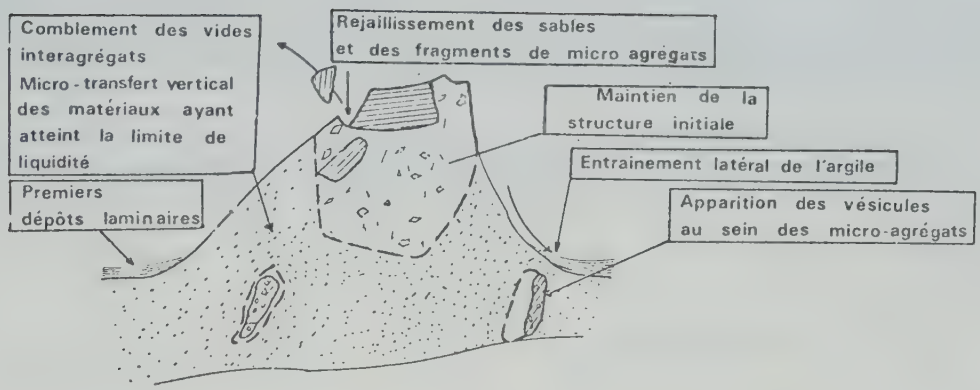
A : AVANT LES PLUIES



B : PLUIE D'IMBIBITION



C: DEBUT DU RUISSELLEMENT



D: RUISSELLEMENT

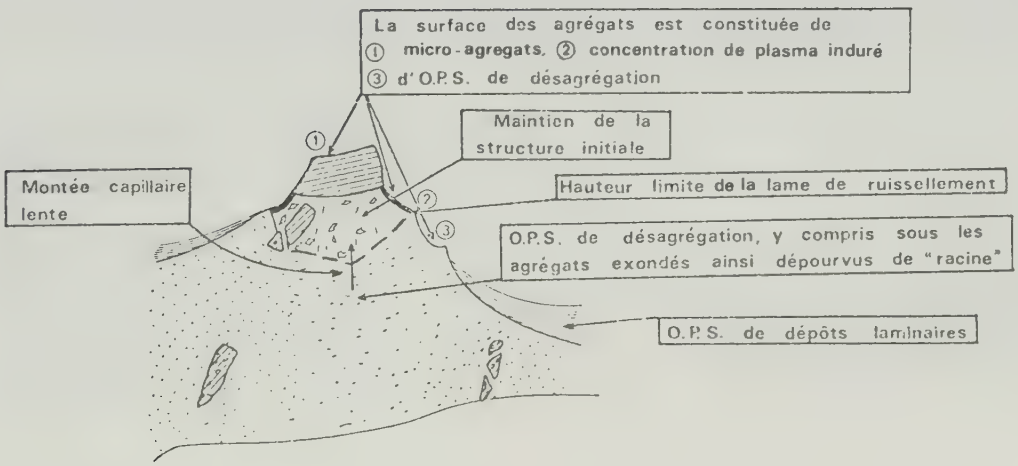


FIG.42 'SCHÉMA DE CONSTITUTION DES O.P.S. DE LA PARCELLE LABOUREE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES

mêmes secs, ils conservent une zone superficielle dont la porosité est supérieure à celle de la zone centrale qui n'a pas été humectée. On constate également que le fond matriciel tend à s'éclaircir et que le squelette subit un début de distribution rubanée (Photo. N°25-H, 26-J). Il s'agit d'une disjonction in situ du plasma et du squelette et d'un réarrangement de celui-ci.

Simultanément, (ou devançant très légèrement le phénomène précédent), la pression de l'air, contenu dans les capillaires, augmente et provoque l'éclatement, la fragmentation des agrégats les plus petits et des "micro-agrégats argileux" (micropeds et papules) (Fig. N°42-B, Photo. N°23, 24, 36-2).

Le rejaillissement, sous l'impact des gouttes de pluies, intervient surtout sur ces fragments de micro-agrégats argileux et les sables fins (Fraction déterminée comme la plus sensible à ce phénomène). L'eau qui s'infiltre par les macro-pores inter-agrégats entraîne les particules les plus fines apportées en surface par le rejaillissement (Photo. N°23).

Ce début de comblement est amplifié, dès que la zone périphérique humectée des agrégats atteint la limite de liquidité. Le fond matriciel s'éclaircit alors complètement : les sables prennent un aspect "lavé", tandis que l'argile dispersée est entraînée verticalement. Le squelette est emporté à son tour par l'eau d'infiltration et il colmate rapidement les macro-pores inter-agrégats (Photo. N°28-D). L'intensité d'infiltration devient alors inférieure à l'intensité de la pluie. Il commence à se former localement des petites flaques (Photo. N°9-A), auxquelles correspondent les premiers dépôts laminaires (Fig. N°12, 14-C, Photo. N°23 et 36-E). Peu à peu, ces mares communiquent et le ruissellement apparaît.

b) Phase de début de ruissellement (Fig. N°42-C).

Dès l'apparition du ruissellement, l'argile dispersée lors de la désagrégation en phase d'imbibition et qui pouvait migrer verticalement est entraînée, au moins pour une part, latéralement.

Les micro-agrégats argileux plus lents à s'humecter que le fond matriciel s'humectent, gonflent et atteignent leur limite d'adhésivité. Certains fragments peuvent alors se ressouder. Ils emprisonnent ainsi de l'air qui, lorsque l'humidité parvient à la limite de plasticité forme des vésicules (Fig. N°42-C- , Photo. N°27-L, 36-C).

c) Phases de ruissellement (Fig. N°42-D).

La partie exondée des agrégats émergents reste soumise à l'effet des chocs des gouttes de pluie, et donc au rejaillissement (Photo. N°29) qui détache préférentiellement les sables fins

et les fragments de micro-agrégats argileux. La surface de ces agrégats subit ainsi un enrichissement relatif en particules fines. Or, comme les résultats des mesures pénétromètriques l'ont montré, c'est sous l'impact des gouttes de pluies que l'argile humide tend le plus à se consolider (Fig. N°19). En même temps, la porosité de ce matériau, enrichi en plasma et compacté, se réduit, comme l'analyse opto-électronique l'a révélé (Fig. N°21, Photo. N°33-J). Cette surface criblée sous l'impact des gouttes (Fig. N°12-C, Photo. N°32-I, 33-I, 34-I), conserve des micro-agrégats argileux qui, une fois enchassés dans ce micro-horizon compacté à dominance plasmique, paraissent moins sensibles au rejaillissement (Photo. N°31, 32 et 34). Les agrégats émergents les plus grossiers avant les pluies, voient ainsi leur évolution ralentie du fait de la protection assurée par l'induration du plasma concentré en surface. De fait, leur taille, et leur nombre varient très peu au cours des deux dernières séquences pluvieuses (Photo. N°10 à 14).

Lorsque la lame de ruissellement atteint une certaine épaisseur, particulièrement dans les zones de ralentissement de l'écoulement (Photo. N°12-D), le type de transport des particules peut-être associé à :

. Un flux turbulent, qui affecte la partie superficielle de la lame de ruissellement soumise à l'impact des gouttes de pluies. Les matériaux transportés sont hétérométriques (MOLDENHAUER et KEMPER, 1969; MUCHER et de PLOEY, 1977).

. Un flux laminaire, non affecté par le phénomène de rejaillissement, qui porte sur la partie inférieure de la lame de ruissellement. Lui correspondent des particules transportées, triés quant à leur granulométrie, orientées parallèlement à la surface et qui offrent une porosité intergranulaire très réduite (MUCHER et de PLOEY, 1977) (Fig. N°21).

L'existence de tels matériaux à la surface des zones de ralentissement du ruissellement (Fig. N°12-5, Photo. N°31-C, 32-C, 36-E à I) montre que ces organisations laminaires, protégées par une lame de ruissellement relativement épaisse (supérieure, dans les micro-dépressions à la lame moyenne) ne sont pas soumises à l'action du rejaillissement. Ce résultat est contraire aux observations de PALMER (1965), mais corroborent les travaux de CHADIREI et PAYNE (1977, et 1981), de VALENTIN (1978), et de POESEN et SAVAT (1981). Le micro-relief de la parcelle, qui conditionne localement l'épaisseur de la lame d'eau, intervient donc considérablement dans la formation des O.P.S.

d) Phase d'arrêt de la pluie.

Lors de l'arrêt de la pluie, la compétence du courant peut chuter brusquement. Mais nous avons vu que les particules fines, et plus particulièrement l'argile, peuvent continuer à migrer

pour des vitesses très faibles d'écoulement (Fig. N°41). Au cours de la pluie, cette fraction granulométrique migre en suspension dans le flux turbulent.

Quand la pluie cesse, aux deux types de flux correspondent deux types de microhorizons :

. un microhorizon dense (cf. quantification de la porosité par analyse opto-électronique, Fig. N°21), dont les particules ont subi un tri granulométrique et sont orientées parallèlement à la surface. Il s'agit des matériaux qui sont entraînés au cours de la pluie par le flux laminaire.

. un microhorizon hétérométrique, dont les particules apparaissent désordonnées et déliées. Il correspond au flux turbulent. C'est ce type de microhorizon que l'on retrouve en surface des zones d'écoulement (Photo. N°36-J).

e) Evolution au cours des séquences pluvieuses suivantes.

La dessiccation provoque une condensation des matériaux, qui a bien été perçue lors des mesures de résistance mécanique à la pénétration (Fig. N°19). Elle s'accompagne de l'apparition de fentes de retrait (Photo. N°11 et 14).

Au cours des pluies suivantes, le phénomène d'éclatement et de fragmentation peut être moins marqué, lorsque les agrégats ne sont pas complètement secs en début d'averse. Le rejaillissement est également moins sensible sur la surface exondée de ces agrégats émergents , car les particules les plus facilement détachables ont été emportées lors de la première séquence pluvieuse (Photo. N°7 à 10), et que leur concentration superficielle s'est indurée.

Lors de la pluie d'im bibition, le microhorizon superficiel à matériau délié et désordonné, subit le rejaillissement et donc un tassement. Il se distingue encore du microhorizon sous-jacent par son hétérométrie, mais l'apparition du ruissellement peut le soumettre à un flux laminaire, si la lame d'eau est suffisante. Ce matériau subit alors un nouveau tri granulométrique puis est à son tour recouvert d'un autre microhorizon de flux laminaire, avec lequel il peut se confondre. Les microhorizons superficiels, qui correspondent au dépôt des matériaux soumis au flux turbulent peuvent ainsi perdre, au cours des pluies suivantes leurs caractères distinctifs.

f) Constitution des organisations pelliculaires superficielles.

Au début de cette étude (première partie), nous avons représenté un micro-profil correspondant à une zone de ralentissement du ruissellement . (Photo. N°14-F et 36, Fig. N°12). L'analyse de son organisation nous permet de résumer l'histoire de la mise en place des matériaux. On distingue ainsi, de bas en haut (Photo. N°36) :

1 - La structure initiale conservée (10-17 mm) (Photo. N°36-A). L'abondance du plasma argilo-limoneux assombrit le fond matriciel. Les micro-agrégats argileux apparaissent dans la masse, peu fracturés.

2 - L'O.P.S. de désagrégation (6-10 mm) (Photo. N°36-B). La structure se modifie au cours de la première pluie d'imbibition: la zone périphérique des agrégats gonfle, le fond matriciel s'éclaircit (départ de l'argile) le squelette prend une distribution rubanée, et s'oriente selon une direction sub-verticale (celle de l'infiltration); les micro-agrégats argileux éclatent, puis leurs fragments se ressoudent et emprisonnent des vésicules d'air (Photo. N°36-C).

3 - L'O.P.S. de dépôts, résultant d'apports hydriques (0-6 mm). L'analyse et l'interprétation de cette O.P.S., que l'on peut rapprocher de la "depositional crust" des auteurs anglophones, n'est pas aisée. De nombreux phénomènes interviennent en effet lors de sa constitution. L'échantillon que l'on étudie ici a été prélevé dans une zone de ralentissement du ruissellement (Photo. N°14-F), où s'opère un tri granulométrique des particules qui migrent avec le flux laminaire selon la compétence du courant. Il est intéressant de remarquer à ce propos qu'au sein de cette O.P.S., les micro-agrégats argileux sont associés aux sables les plus grossiers, ce qui confirme la similitude de leur comportement vis-à-vis du ruissellement. Nous avons vu également qu'une partie des matériaux est entraînée par un flux turbulent, dont les dépôts hétérométriques peuvent subir des remaniements ultérieurs, qui rendent très difficile leur distinction avec les matériaux déposés par les flux laminaires. On remarquera également que cette O.P.S. de dépôts est très pauvre en argile (si l'on fait abstraction des micro-agrégats argileux). Ce phénomène peut s'expliquer, comme nous l'avons déjà signalé, par une migration latérale de l'argile, qui peut être exportée par des flux très faibles, avant l'arrêt du ruissellement, mais aussi par des transferts verticaux qui peuvent intervenir principalement lors des pluies d'imbibition (cf. la deuxième lamine : Photo. N°36-F). Compte tenu de ces différentes réserves, une série d'arguments tant morphologiques qu'expérimentaux nous permettent de proposer une chronologie relative, sinon le déterminisme de la succession de ces différents niveaux laminaires. Nous les désignerons comme des "lamines" par analogie au terme utilisé par les sédimentologues pour définir une subdivision d'un niveau sédimentaire, sans concept génétique. (les différentes lettres de E à J se rapportent à la photographie N°36 :

- E : Première lamine : microhorizon sableux dense (4,5-6,0mm)

La discontinuité avec le matériau sous-jacent est nette. Elle définit un dépôt discordant, constitué de sables à porosité très réduite, hétérométriques, et contenant quelques fragments plasmiques. L'absence de tri granulométrique peut indiquer que ces matériaux ont été soumis à un flux turbulent. Il est vraisemblable qu'il s'agit ainsi de particules ayant subi le phénomène de rejaillissement, en étant peu protégées par une lame d'eau, encore peu épaisse. Tel est le cas des matériaux mobilisés dans les premières flaques, en fin de pluie d'imbibition (Fig. N°42-C, Photo. N°9-A).

- F : Deuxième lamine : microhorizon à micro-agrégats argileux ressoudés et à porosité vésiculaire (3,0-4,5 mm).

Ce trait laminaire contient également quelques sables grossiers; il s'est constitué au cours de la phase de ruissellement de la première pluie. Plusieurs arguments tendent à le montrer :

- Il existe deux microhorizons de ce type (contenant des micro-agrégats argileux) sur l'ensemble du micro-profil (Photo. N°36 F et H). Le premier (Lamine F) est le plus épais. Or, c'est au cours de la première pluie que les agrégats émergents sont les plus nombreux et que la pluie d'imbibition est la plus longue de toutes les séquences pluvieuses, et donc la plus apte à détacher les fragments de micro-agrégats argileux et les sables grossiers (particules sensibles au rejaillissement).

- L'intensité de ruissellement atteint un niveau relativement faible pour une intensité de 120 mm/h (Fig. N°31), par rapport aux séquences pluvieuses suivantes (Fig. N°34 et 35). Les possibilités d'encombrement des zones de ralentissement du ruissellement sont donc maximales (phénomène confirmé par la valeur faible de la turbidité C_x : Fig. N°31).

- Le pic de turbidité (C_{sp}) n'apparaît pas au cours de la première pluie. En effet, une part importante du plasma est entraînée par les eaux d'infiltration au cours de la pluie d'imbibition (Fig. N°12-2, Photo. N°23 et 24). Pour les premières pluies des séquences suivantes, l'argile dispersée migre, par contre, dès l'apparition du ruissellement (Pics C_{sp} des Fig. N°34 et 35).

- La photo. N°10-B montre la présence de ces micro-agrégats argileux à la surface des zones de ralentissement du ruissellement, après la première séquence pluvieuse.

Ces matériaux déposés au cours de la première pluie subissent une évolution ultérieure, dont la principale manifestation est l'adhésion des micro-agrégats les uns aux autres (Alors que sur la photo. N°10 B, prise après la première séquence, ils apparaissent disjoints, comme dans la lamine H). Plusieurs données peuvent rendre compte, que ces micro-agrégats se ressoudent, ainsi, ultérieurement :

- Nous avons montré que les fragments de micro-peds et de papules situés dans l'O.P.S. de désagrégation subissent la même évolution sous l'effet de l'humectation. L'imbibition de ces matériaux est lente et peut ainsi survenir lors des pluies suivantes.

- D'autre part la limite d'adhésivité atteinte, et si les micro-agrégats sont suffisamment nombreux, ils peuvent se souder et former ainsi un microhorizon à dominance plasmique, et à porosité vésiculaire (du fait de l'emprisonnement de l'air).

- Enfin, ce phénomène peut être favorisé par une légère illuviation de l'argile durant la pluie d'imbibition. Si l'on considère en effet qu'une partie de l'argile en suspension se dépose lors de l'arrêt du ruissellement et qu'elle est de nouveau dispersée dès le début de la pluie suivante, elle peut migrer verticalement avec les eaux d'infiltration avant l'apparition du ruissellement (le transfert devient alors à dominante latérale, et correspond au pic de turbidité C_{sp}).

- G - Troisième lamine : microhorizon sableux, très peu poreux (2,0-3,0 mm).

Il correspond à plusieurs dépôts. On distingue en effet :

A la base un matériau hétérométrique de flux turbulent (fin de la première pluie), et ultérieurement tassé.

Au-dessus, les sables sont plus fins, et correspondent aux apports de la première pluie de la deuxième séquence, (pluie de faible compétence : intensité 60 mm/h, Fig. N°34). Les matériaux les plus fins sont exportés par le ruissellement, et notamment l'argile, dès le début de l'écoulement (Pic de turbidité C_{sp}).

- H - Quatrième lamine : microhorizon de sables grossiers et de fragments de micro-agrégats argileux non soudés (1,2-2,0 mm).

Les matériaux, qui le constituent, se déposent au cours de la pluie de 120 mm/h de la deuxième séquence. Cette lamine est moins épaisse que la lamine F, qui contient également de nombreux micro-agrégats argileux, et ceci vraisemblablement pour plusieurs raisons :

- La quantité de micro-agrégats, qui est alors susceptible d'être détachée à partir des agrégats émergents , est bien inférieure à celle de la première séquence (Photo. N°7 et 12).

- La compétence du ruissellement est beaucoup plus forte que pour la séquence précédente (Comparaison des pluies de 120 mm/h : Fig. N°31 et 34). Ainsi, la quantité de particules grossières susceptibles d'être exportées a augmenté. Ce fait est corroboré par la différence importante des turbidités C_x correspondantes (Fig. N°31 et 34).

- Une partie de ce matériau peut être entraînée au début de la pluie suivante. L'évolution des turbidités fait en effet apparaître l'existence d'un pic C_{st}, à ce moment (Fig. N°34).

On constate d'autre part, que ces micro-agrégats ne sont pas ressoudés, vraisemblablement pour les raisons suivantes :

- Ils sont moins abondants que dans la lamine F, et par conséquent moins jointifs.

- Ils reçoivent une quantité d'eau d'infiltration moins importante que dans la lamine F, et atteignent ainsi moins facilement la limite d'adhésivité.

Enfin, ces micro-agrégats ne sont pas directement visibles sur les photographies prises après cette séquence pluvieuse. Il sont en effet recouverts par les matériaux apportés au cours des pluies suivantes. Et notamment la pluie de 60 mm/h, dont la turbidité est élevée (Fig. N°34).

I - Cinquième lamine : microhorizon à sables compactés contenant quelques fragments de micro-agrégats argileux. (0,2-1,2 mm).

Ce trait laminaire est complexe; il est constitué de plusieurs niveaux discordants, qui présentent eux mêmes une différenciation granulométrique. Il est alors difficile de distinguer la part revenant aux phénomènes de dépôts (de flux laminaires et turbulents), de celle que l'on doit attribuer aux mécanismes ultérieurs (tri par rejaillissement, tassement, etc...). Nous présenterons néanmoins ces différents niveaux en supposant que leurs caractères principaux sont hérités de différents dépôts successifs :

. A la base, le matériau est assez grossier. Il est possible de considérer qu'il correspond aux particules transportées par le flux turbulent et qui se déposent à la fin de la deuxième séquence.

. Au-dessus, les sables sont plus fins. Ils ont pu être transportés par le flux laminaire de la première pluie de la troisième séquence (60 mm/h : Fig. N°35).

. Enfin, la partie superficielle de cette lamine est constituée de sables plus grossiers contenant quelques fragments de micro-agrégats argileux. La granulométrie de ces particules tend à montrer qu'elles correspondent à une compétence élevée du ruissellement. Elles peuvent s'être déposées au cours de la pluie de 120 mm/h de la troisième séquence pluvieuse. Ces dépôts sont très peu épais : la compétence du ruissellement est forte, et ces matériaux peuvent ainsi être entraînés au cours de la pluie de 120 mm/h, ainsi qu'au début de la pluie suivante (Pic C_{sp} : Fig. N°35).

L'absence, à ce niveau, de microhorizon, riche en micro-agrégats argileux, peut s'interpréter par les faibles quantités de ce type de matériau qui restent détachables. Et ce phénomène s'explique, comme nous l'avons déjà signalé, par l'augmentation de la cohésion des surfaces, enrichies en plasma, des agrégats émergents (Fig. N°42-D 2).

J - Sixième lamine : microhorizon de sables grossiers déliés, associés à quelques fragments de micro-agrégats argileux (0,0-0,2 mm).

Nous avons déjà eu l'occasion d'envisager la formation de ce microhorizon superficiel. Il correspond, au dépôt, en fin de pluie, des matériaux transportés par le flux turbulent. L'assemblage lâche de cette lamine ne se retrouve pas dans les microhorizons sous-jacents, qui sont au contraire très compacts (analyse de la porosité au Quantimet : Fig. N°21). Les particules grossières de ce microhorizon superficiel peuvent être entraînées latéralement du fait de leur faible cohésion, et ceci au début de la pluie suivante. Tandis que l'argile (en quantité très faible peut migrer dans les eaux d'infiltration ou de ruissellement, lorsque le temps d'arrêt entre deux averses est court (Pic de turbidité C_{st}). Quand la durée du ressuyage, qui sépare deux séquences pluvieuses, est plus longue, la pluie d'imbibition est plus importante, et ces particules grossières subissent un tassement sous l'effet de l'impact des gouttes de pluies.

Sur ce micro-profil, il est ainsi possible de distinguer à la base une O.P.S. de désagrégation surmontée d'une O.P.S. de dépôts. Et la distribution verticale de ces organisations établie dans le temps, se retrouve latéralement dans l'espace (Fig. N°12). En effet :

Les agrégats exondés sont constitués de plusieurs parties :

. Les zones centrales et hautes ont conservé une structure peu modifiée par rapport à l'organisation originelle (Fig. N°12-4, Photo. N°31-D). Leur surface présente cependant une réduction locale de la porosité, liée à une concentration en plasma indurée (Photo. N°33-J), mais le maintien d'une macro-porosité au sein de l'agrégat (porosité qui peut dans certains cas communiquer avec la surface), assure une certaine intensité d'infiltration (cf. évaluation de la conductivité hydraulique saturée à partir des données de quantification opto-électronique, en deuxième partie). La zone humectée de l'agrégat (soit par infiltration à partir des macropores, soit par capillarité à partir du niveau de base du ruissellement), voit sa structure se modifier (Fig. N°12-3, Photo. N°31-F, et 32-F). La base des agrégats appartient ainsi à l'O.P.S. de désagrégation.

. Les zones amont de la parcelle présentent deux types d'organisation des surfaces d'agrégats à structure originelle conservée (l'O.P.S. de désagrégation est décapée au fur et à mesure de sa formation), et des O.P.S. de désagrégation situées très légèrement en aval.

. Les points les plus bas de la parcelle montrent la succession déjà mentionnée : de zones de départ, elles sont devenues zones de transferts latéraux et de dépôts.

2 - PARCELLE NATURELLE.

L'organisation superficielle de la parcelle naturelle présente plus simplement une succession de deux microhorizons, qui sont de bas en haut :

. Un microhorizon à dominance plasmique, dont l'organisation est voisine de celle du sommet des agrégats émergents de la parcelle labourée (concentration en plasma et induration).

. Un microhorizon constitué de sables fins et grossiers. Discontinu avant les pluies, il couvre complètement la surface à la fin des essais. Ce matériau sableux n'est donc pas d'origine éolienne. Comme pour la parcelle labourée, il est possible de considérer que cette lamine sableuse correspond à des dépôts laissés par des flux laminaires ou turbulents. L'origine hydrique de ce microhorizon est confirmée par la présence de vésicules, qui ne peuvent se former que lorsque ce matériau est saturé, et la diffusivité des gaz ralentie (Effet du tassement des sables fins).

Cette lamine sableuse, liée au ruissellement a pu subir, ultérieurement à son dépôt, différentes modifications déjà signalées pour la parcelle labourée, et notamment un appauvrissement en argile : celle-ci peut migrer verticalement au cours des pluies d'imbibition et enrichir ainsi le microhorizon à dominance plasmique sous-jacent. Elle peut également être reprise, au même moment, par le rejaillissement des grains du squelette.

Rappelons enfin que la description de ce microhorizon sableux, qui se localise avant les pluies, dans les seules anfractuosités de la surface (Fig. N°9-1), a également montré que ce type de matériau pouvait être ultérieurement remanié par le vent.

B) SITE SUR ALLUVIONS SABLEUSES.

1 - PARCELLE LABOUREE.

Comme pour le site précédent, nous présentons l'évolution superficielle au cours de la première séquence pluvieuse :

a) Phase d'imbibition.

Au début de la pluie, la surface est partiellement couverte de petits agrégats sableux (Photo. N°41). Ces agrégats, peu cohérents, sont sensibles à l'impact des gouttes de pluie, mais ils résistent aux phénomènes d'éclatement (très peu de limons), et de gonflement (teneur faible en argile : Fig. N°7). Ainsi, l'énergie cinétique des gouttes de pluie désagrége rapidement ces unités structurales. L'argile, se disperse facilement (la détachabilité étant d'autant plus élevée, que les teneurs en argile sont faibles: Fig. N°39-A). Avant l'apparition du ruissellement, cette argile

est entraînée verticalement par les eaux d'infiltration, et se dépose au sommet des sables grossiers et des graviers. Des coiffes (BOCQUIER, 1973), constituées de plasma et de grains fins du squelette recouvrent ainsi les grains grossiers à partir d'une profondeur supérieure à 5 mm. Ce transfert vertical de plasma et de particules fines du squelette intervient sur de faibles profondeurs, il s'agit d'un "micro-transfert vertical", intra-horizon. Il est discontinu et présente une polarité. BERTRAND et SOR KAMIL (1962) ont montré que ce phénomène, déjà signalé par Mc INTYRE (1958) se manifeste particulièrement dans les sols sableux : ainsi, l'argile marquée au Rb^{86} migre dès les 30 premières minutes d'une pluie de 40 mm/h sur une profondeur de 3 cm. Nos observations sont donc en accord avec ces résultats.

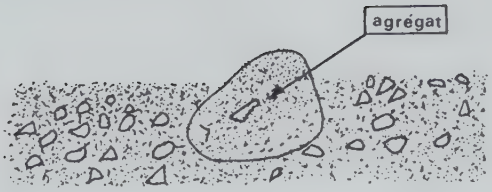
L'énergie cinétique des gouttes de pluie provoque simultanément un tassement des sables, mis en évidence par les mesures pénétromètriques (Fig. N°20). La réduction de la porosité est perceptible sur les lames minces jusqu'à une profondeur de 2 cm. Cette compaction est ainsi plus sensible que pour les sols argileux; EPSTEIN et GRANT (1973) ne trouvent en effet des indices de tassement qu'à une profondeur de 6 mm. Cette sensibilité à la compaction des sols sableux est d'autant plus élevée qu'ils présentent une plus forte tendance à se liquéfier après humectation (de PLOEY, 1971).

C'est au cours de cette phase d'imbibition qu'intervient, par ces mécanismes de tassement et de micro-transfert, une réduction de l'infiltration. Et l'on constate que le comportement hydrodynamique de cette parcelle devient, par la suite, proche de celle du témoin naturel. Ainsi, pour une différence de 20 mm de lame infiltrée sur l'ensemble des essais, 17 mm correspondent à l'infiltration au cours de la première pluie d'imbibition.

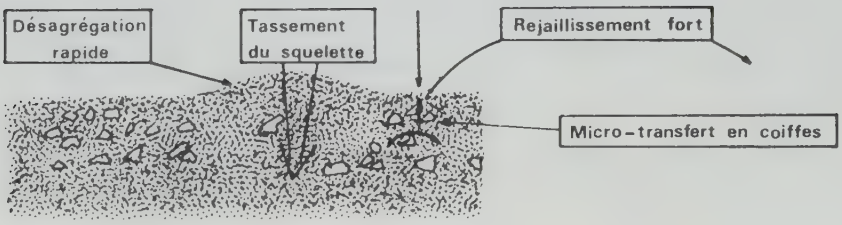
b) Phase de ruissellement.

Les mécanismes précédents provoquent donc l'apparition du ruissellement, dont le flux entraine latéralement une partie de l'argile dispersée. Cet entrainement différentiel correspond au phénomène de "lavage des sables" décrit notamment par CHEN et al. (1980). Contrairement au site sur alluvions argileuses, les quantités d'argile ainsi exportées ne sont pas suffisantes pour donner lieu à un pic de turbidité (C_{sp}). Une partie de l'argile continue néanmoins à migrer verticalement, mais le microhorizon de sables compactés arrête sa progression en profondeur. Elle se dépose en effet à ce niveau, tout en continuant à subir l'impact des gouttes de pluies (la lame d'eau est bien moins épaisse que pour le site sur argile). Comme l'ont signalé CHEN et al. (1980) et comme le montre la photo. N°50-6, l'argile s'oriente alors parallèlement à la surface. Plusieurs auteurs (GREENE-KELLY et Mc KNEY, 1970; FERRY et OLSEN, 1975) avaient déjà montré que l'argile humide pouvait s'orienter sous l'effet de contraintes mécaniques. Tel serait également le cas de l'argile compactée par les pluies.

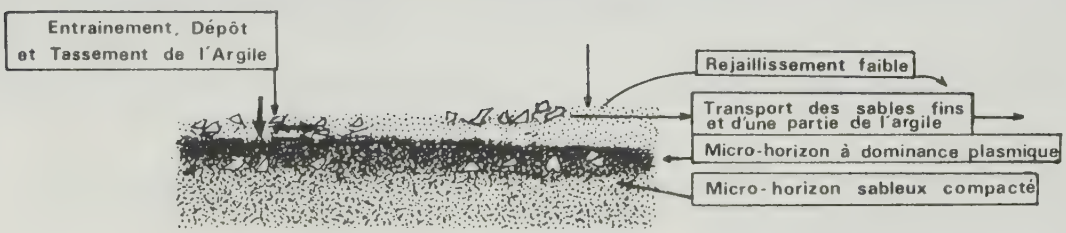
C'est donc au cours de la première pluie que se forme ce microhorizon à dominance plasmique (Photo. N°43-C). Cette formation n'est donc pas liée aux dépôts de l'argile en fin de pluie. En outre, malgré l'augmentation d'humidité, la résistance à la



A AVANT LA PLUIE



B - LORS DE LA PLUIE D'IMBIBITION



C - LORS DU RUISSELLEMENT

FIG. 43 : SCHÉMA DE LA CONSTITUTION DE L'O.P.S. DE LA PARCELLE LABOURÉE SUR ALLUVIONS SABLEUSES

pénétration croît considérablement pendant la première séquence pluvieuse (Fig. N°20), ce qui peut être attribué non seulement à la compaction des sables, mais également à la formation de ce microhorizon. Le régime d'infiltration est, dès la première pluie, proche de celle du témoin naturel : ce qui ne peut s'expliquer également, que si ce microhorizon est déjà en place.

Lors de la poursuite du ruissellement, les sables sont entraînées en fonction de leur taille. La surface s'enrichit alors en sables grossiers, sinon en graviers.

c) Phases d'arrêt de la pluie.

La description macroscopique de l'état de surface de la parcelle labourée après les pluies fait apparaitre qu'en plus du pavage gravillonaire, semblable à celui du témoin naturel (Photo. N°39-G et 42-I), il existe au-dessus du microhorizon à dominance plasmique, un microhorizon continu à sables grossiers déliés. Les remarques effectuées à propos des observations menées sur alluvions argileuses s'appliquent également ici : ce type de matériau correspond au dépôt, en fin de pluie, des particules transportées par un flux turbulent. Ce fait corrobore le rôle important joué par le rejaillissement lors de la formation de cette O.P.S.

d) Evolutions ultérieures.

La détachabilité reste importante au cours des séquences pluvieuses suivantes, tandis que le comportement hydrodynamique reste sensiblement le même (Fig. 26). Le microhorizon à dominance plasmique n'assure donc pas une protection vis-à-vis des matériaux sous-jacents. Il est très vraisemblablement détruit, au moins partiellement, pendant les pluies d'imbibition (impacts violents sur un matériau argileux sec) et reconstitué par la suite lors de l'humectation de l'argile.

La dessiccation s'accompagne d'une diminution de volume (condensation- HILLEL, 1960), liée à l'augmentation de la cohésion : la résistance à la pénétration du premier centimètre passe ainsi de 0,8 bar avant les pluies, à 6,8 bar, 48 h après la dernière séquence pluvieuse.

2 - PARCELLE NATURELLE. (Fig. N°14).

L'organisation pelliculaire superficielle de la parcelle naturelle est voisine de celle de la parcelle labourée (Photo. N°40, 42, 43 et 44). On distingue également un microhorizon de sables compactés (Photo. N°44-5a). La présence du microhorizon à dominance plasmique sus-jacent limite le phénomène de micro-transfert vertical : les coiffes sont alors peu marquées sur les sables grossiers (Photos. 44-5b). Il semble que la formation du microhorizon à con-

centration de plasma ne s'opère pas dans ce cas en une seule fois. Il subsiste, en effet, des reliques discrètes de cette organisation dans la zone directement sous-jacente (Photos 44-5a). Les matériaux sus-jacents se répartissent comme pour la parcelle labourée.

Discontinu avant les pluies, le microhorizon à dominance plasmique est, après les pluies, présent sur l'ensemble de la parcelle. Cette observation confirme qu'il se forme au cours des averses. Ultérieurement, il peut être partiellement détruit (Fig. N°13-4) par déflation éolienne : en effet le caractère abrasif des sables fins sus-jacents (particules sensibles à la mobilisation éolienne : Fig. N°41) favorise l'"usure" et la destruction de ce microhorizon à concentration de plasma.

Il est, en outre, à noter que le microhorizon sableux sus-jacent (Fig. N°14-3) ne présente pas les mêmes caractères en amont et en aval de la parcelle :

- en amont, il est peu épais et constitué de sables désordonnés, peu tassés. On peut attribuer ce type de matériau au dépôt des produits de rejaillissement (le flux est turbulent dans les parties hautes de la parcelle, où la lame de ruissellement est peu épaisse).

- en aval, on peut distinguer deux microhorizons :

. le plus profond, est constitué surtout de sables fins légèrement cimentés et à porosité vésiculaire (Fig. N°14-3, Photo. 44-3). Absent des zones amont de la parcelle, ce microhorizon correspondrait au dépôt assuré en régime laminaire, qui tendrait à s'installer à la base de la lame de ruissellement, plus épaisse à l'aval.

. Au-dessus, le microhorizon à sables grossiers déliés est comparable à celui observé à la surface des zones amont. Comme lui, il est très vraisemblable qu'il corresponde au dépôt des matériaux transportés par le flux turbulent (partie de la lame d'eau de ruissellement subissant l'impact des gouttes), et lors de l'arrêt de la pluie.

Signalons enfin, que la base du microhorizon à sables fins légèrement cimentés (Photo. N°44-3A) ainsi que la partie sommitale du microhorizon à dominance plasmique (photo. 44-4B) contient des vésicules, alors que l'O.P.S. de la parcelle labourée en est presque totalement dépourvue.

Le microhorizon à concentration plasmique est continu sur la parcelle naturelle, mais discontinu sur la parcelle labourée. Cette dernière présente, en outre, une hétérogénéité (traces de rateau conservées), qui se manifeste par l'allure des courbes $F_n = f(I)$ (Fig. N°25-A). Ces différentes observations tendent à préciser que les vésicules se forment surtout dans les milieux denses (plasma ou sables fins compactés), qui ont subi une humectation, et plus particulièrement lorsque la diffusion des gaz semblent limitée aussi bien vers le bas (ici microhorizon continu à concentration plasmique) que vers le haut (microhorizon continu à sables fins cimentés).

C) SITE SUR REG.

1 - PARCELLE LABOUREE.

Le mécanisme principal de détachabilité est le ruissellement. En effet, l'impact des gouttes ne peut pas s'exercer directement, du fait de la forte charge caillouteuse (Photo. N°53). Des agrégats argilo-sableux résultant du labour et provenant du deuxième horizon pédologique conservent ainsi leur structure (Photo. N°57-D, 58-F et 59-E). Au cours de la dessiccation, les 10 premiers millimètres se prennent légèrement en masse (Ce phénomène, général pour toutes les O.P.S. qui ont été humectées, peut être favorisé par un micro-transfert vertical de l'argile au cours des pluies, l'infiltration ayant été particulièrement importante sur cette parcelle).

2 - PARCELLE NATURELLE.

Les pluies n'apportent pas de modifications notables à l'organisation superficielle du témoin naturel. Les mécanismes ne sont pas les mêmes que pour la parcelle labourée : en effet, la granulométrie des deux matériaux n'est pas identique. Celle de la terre fine de la parcelle naturelle est, par contre, voisine de celle du site sur alluvions argileuses (Fig. N°7). La nature minéralogique des argiles est également la même. Les processus qui président à la formation de cette O.P.S. sont ainsi probablement proches de ceux que l'on observe sur le site sur alluvions argileuses. Pour ce type de matériau, nous avons vu en effet que la désagrégation se manifeste sans que l'impact des gouttes de pluies soit nécessaire. Comme, pour les deux autres sites naturels, les deux microhorizons sableux superficiels (Fig. N°16-2a et 2b) peuvent être attribués aux dépôts consécutifs à l'arrêt du ruissellement. Ces matériaux sableux sont également susceptibles d'être remaniés par le vent.

Remarquons aussi, que le microhorizon à sables fins légèrement cimentés, ainsi que le microhorizon à dominance plasmique, ont une porosité vésiculaire, tout comme les microhorizons de même type, observés sur les deux autres sites.

Alors que la formation des horizons superficiels de ce reg résulte de processus probablement complexes (cf. première partie: apport fluviatile, vannage éolien, érosion hydrique, apport loessique), la genèse de son O.P.S. semble, au contraire, simple : la différenciation de ses microhorizons superficiels laissent supposer, en effet, qu'elle s'est opérée sous l'effet de processus proches de celles des autres sites (désagrégation, ségrégation plasma-squelette, ruissellement, dépôts...).

II - CONCLUSIONS SUR LA GENESE DES O.P.S. ÉTUDIÉES.

Les données descriptives et expérimentales nous permettent d'établir des modèles de formation des O.P.S. sur les parcelles

labourées. Pour les parcelles naturelles, les matériaux étant pour la plupart en place, avant les essais, nous ne pouvons, envisager dans ce cas que leur évolution. L'analogie de certaines de ces organisations avec celles des surfaces labourées peuvent conduire néanmoins à formuler des hypothèses générales sur leur formation. Mais il convient tout d'abord de résumer, par une présentation sy nthétique, les principaux mécanismes intervenant lors de la formation des organisations pelliculaires sur les parcelles labourées.

A) LA FORMATION DES O.P.S., APRES LABOUR.

Un ou plusieurs mécanismes de formation ou d'évolution permettent de définir un type génétique (Tabl. N°21) :

. Désagrégation :

Il s'agit de la réorganisation du fond matriciel, décrite sur le site sur alluvions argileuses, celle-ci est provoquée par les mécanismes de gonflement, d'éclatement et de micro-transfert vertical. Et ce transfert concerne aussi bien des fragments d'agrégats et des grains du squelette que de l'argile dispersée. D'autre part, il a pour effet de colmater la porosité inter-agrégats, (Tabl. N°22, Fig. N°12-2 et 3, (42), Photo. N°23, 24, 25-H, 27, 28, 31-F, 32-F, 36-B). Ce type de microhorizon de désagrégation se rapproche de la "croûte boueuse" décrite par MUCHER (1973). Nous avons montré qu'il peut se constituer indépendamment du choc des gouttes de pluies, et qu'il limite considérablement l'infiltration (cf. Résultats des essais PIOGER, Tabl. N°6). Une fois humectée , cette organisation superficielle est sensible à l'érosion hydrique, mais elle paraît par contre résistante à l'action éolienne.

. Tassement :

Nous avons décrit plusieurs microhorizons, dont le mécanisme principal de formation est le tassement, provoqué par l'action des gouttes de pluies : il s'agit de la surface exondée des agrégats émergents sur alluvions argileuses, et de l'ensemble de la parcelle labourée sur alluvions sableuses. Les mécanismes de rejaillissement et de micro-transfert vertical peuvent être associés, mais ils ne sont pas indispensables (Fig. N°43, Photo. N° 33-J). Le tassement s'accompagne d'une réduction de la porosité (cf. Analyse opto-électronique, Fig. N°21), qui provoque une diminution des intensités d'infiltration (Fig. N°26) et de la diffusion des gaz (Fig. N°27). Cette dernière conséquence a elle même pour effet de favoriser la formation d'une porosité vésiculaire au sein de ces matériaux ou du microhorizon sous-jacent (Photo. N°48, 49, 66 et 67).

Le tassement a également pour effet d'augmenter la résistance mécanique à la pénétration (Fig. N°20). Il limite l'érosion hydrique et la déflation éolienne. Ce mécanisme peut affecter aussi bien des concentrations de plasma (Photo. N°33-J), que des sables fins (Photo. N°66-S). Enfin, il peut agir, secondairement, sur d'autres types de microhorizons, comme ceux de désagrégation, de dépôts laminaires, ou de dessiccation.

MECANISMES	ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES ETUDIEES							
	Sur alluvions argileuses				Sur alluvions sableuses			Sur reg
	microhorizons (photo N°36)			surface des agrégats émergeants	microhorizons			microhorizon superficiel
	B	EàI	J		à dominance plasmique	à sables fins cimentés	à sables déliés	
Gonflement	XXX							
Eclatement	XXX							
Rejaillissement			XXX	XXX			XXX	
Tassement				XXX	XXX			
Micro-transfert vertical	XXX	X			XXX	X		
Dépôts de flux:								
.laminaires		XXX				XXX		
.turbulents			XXX				XXX	
Condensation	XXX	XXX	X	XXX	XXX	XXX	X	XXX
TYPE GENETIQUE	DESAGREGATION	DEPOTS LAMINAIRES	DEPOTS TURBULENTS	TASSEMENT	TASSEMENT	DEPOTS LAMINAIRES	DEPOTS TURBULENTS	CONDENSATION

TABLEAU N°21 : Principaux mécanismes intervenant lors de la genèse des différents microhorizons étudiés.

XXX : mécanisme important
X : mécanisme secondaire

. Dépôt de flux laminaire :

Ce mécanisme de dépôt a été mis en évidence sur les deux parcelles labourées des sites sur alluvions. Il est particulièrement marqué, là où le micro-relief et le ruissellement sont importants, comme sur alluvions argileuses. Il implique en effet, l'existence d'une lame de ruissellement suffisamment épaisse pour que sa base ne soit pas soumise au choc des gouttes de pluies, et que les flux demeurent ainsi laminaires. Comme pour le microhorizon de tassement, la porosité y est très réduite, ce qui limite l'infiltration et la diffusivité des gaz, mais à la différence du microhorizon précédent, les matériaux sont essentiellement constitués de grains de squelette, triés quant à leur granulométrie et présentant une organisation laminaire bien marquée. Ce microhorizon demeure sensible à l'érosion hydrique, mais résiste assez bien à l'action éolienne, du fait de sa légère prise en masse lors de la dessiccation.

. Dépôt de flux turbulent :

Ce second mécanisme de dépôt a été invoqué pour rendre compte de l'organisation hétérométrique et désordonnée des matériaux superficiels des sites de la cuvette sensu stricto. Il est en effet toujours associé au rejaillissement, et la turbulence du flux de ruissellement est elle même provoqués par l'impact des gouttes de pluie. Ces matériaux sont généralement mêlés à des grains grossiers du squelette, dont la taille n'a pas permis l'exportation par le ruissellement, et qui restent ainsi en surface. Le microhorizon correspondant à ce mécanisme est donc constitué de sables déliés parfois associé à un pavage plus ou moins grossiers. Il ne limite pas la diffusion des fluides de par sa macroporosité intergranulaire. Le fait que ses grains soient déliés, le rend sensible aussi bien à l'érosion hydrique qu'à la déflation éolienne. Nous avons constaté en effet que les sables fins susceptibles d'être transportés par le ruissellement pouvaient l'être également par le vent (Fig. N°41). Enfin, ces matériaux peuvent subir des tris granulométriques ultérieurs , assurés par les différentes compétences des ruissellements suivants. Le microhorizon superficiel a tendance à s'enrichir ainsi peu à peu en particules de plus en plus grossière. On retrouve alors,-mais à des échelles différentes de temps et de dimension- un mécanisme analogue à celui qui préside à la formation des pavages désertiques.

. Condensation :

C'est le mécanisme le plus général : il affecte même la surface qui a subi le moins de transformations au cours des pluies (Parcelle sur reg). Lors de la dessiccation, et donc du départ d'eau, la porosité se réduit (HILLEL, 1960), favorisant ainsi la prise en masse et l'augmentation de la résistance à la pénétration (Fig. N°19 et 20). Ce mécanisme affecte particulièrement l'épaisseur de sol dont la saturation a été atteinte au cours des pluies. Il a pour effet principal de limiter l'évaporation (Fig. N°27 et 28).

Le tableau N°21 montre qu'à l'ordre de complexité croissante d'organisation des horizons superficiels depuis le site sur alluvions argileuses à celui sur reg, correspond un ordre de complexité décroissante des O.P.S. des parcelles labourées correspondantes:

Sur alluvions argileuses on distingue, ainsi, quatre grands types génétiques de microhorizons, à partir desquels on peut définir deux types principaux d'O.P.S. : une O.P.S. de désagrégation, et une O.P.S. de dépôts (cette dernière étant constituée de deux microhorizons de dépôts laminaires et turbulents).

Sur alluvions sableuses, le mécanisme majeur est le tassement, qui intervient aussi bien sur les grains du squelette, que sur l'argile issue d'un micro-transfert vertical. Il existe, certes, quelques dépôts (de flux turbulent, plutôt que de flux laminaire), mais leur extension est beaucoup moins importante que pour le site précédent. Il s'agit par conséquent d'une O.P.S. de tassement.

Sur pavage désertique, le mécanisme principal est la prise en masse superficielle consécutive à la dessiccation. Il favorise ainsi la formation d'une O.P.S. de condensation. Nous désignons ainsi l'organisation le plus simple pour laquelle ce mécanisme général est le seul à intervenir.

Les analyses morphologiques et les études expérimentales nous ont donc permis de proposer plusieurs modèles génétiques. Il convient de présenter également les différents critères diagnostics, qui permettent de distinguer, à partir de caractères morphologiques simples, les différents types génétiques de microhorizons. A cette fin, ces critères sont présentés sous la forme d'une classification dichotomique (Tabl. N°22).

B) LA FORMATION DES O.P.S. NATURELLES.

Alors que la nature pédologique des sols diffère considérablement d'un site naturel à l'autre, l'organisation pelliculaire de leur surface présente une forte analogie. Dans les trois cas on distingue, en effet, après les pluies, la succession des microhorizons suivants :

. Un microhorizon de sables hétérométriques déliés, que l'on peut attribuer aux dépôts de flux turbulents, remaniés par des écoulements ultérieurs et par l'action éolienne. Il est, de fait, plus marqué sur alluvions sableuses, où le rejaillissement est particulièrement actif (Fig. N°13, 14-2, Photo. N°43, 44 et 45), que sur alluvions argileuses moins sensibles à l'impact des gouttes (Photo. A-J), et que sur pavage désertique où les élé grossiers jouent un rôle protecteur (Fig. N°16-2a). Une partie de ce matériau peut se former aux dépens du microhorizon sous-jacent : l'action éolienne peut réduire, en effet, la cohésion de ce dernier.

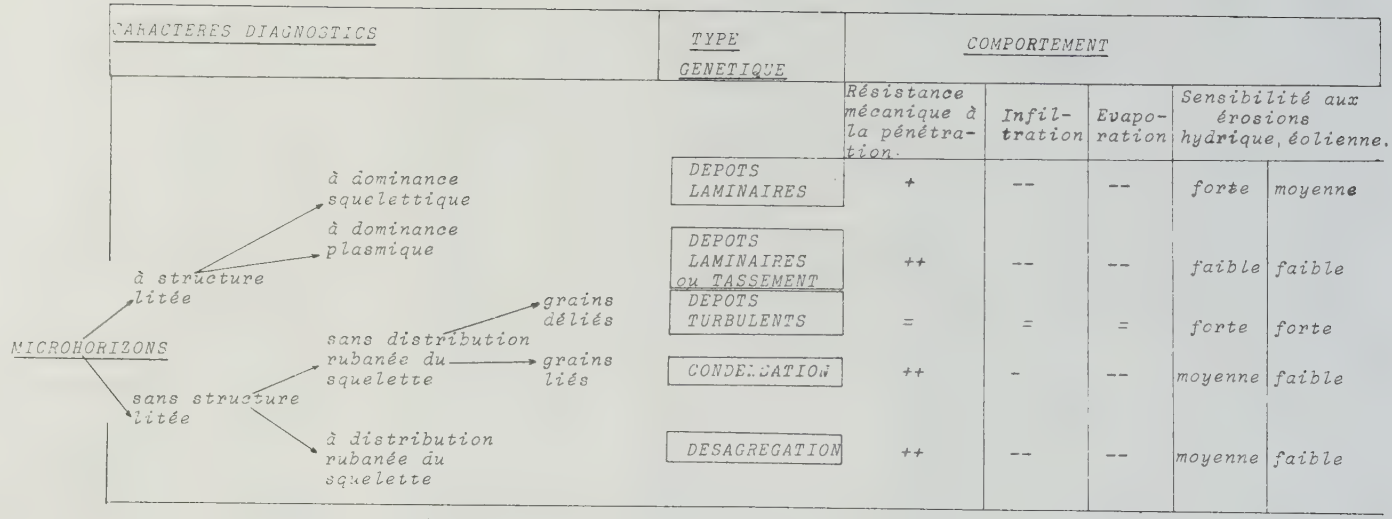


TABLEAU N°22 : Classification des microhorizons étudiés -Caractères diagnostics, types génétiques et comportements.

+ : augmente (++ : augmente fortement)
- : diminue (-- : diminue fortement)
= : sans effet sensible

. Un microhorizon sableux, légèrement pris en masse, qui présente fréquemment une porosité vésiculaire, surtout lorsque prédominent les sables fins. Il s'agit de matériaux correspondant à des dépôts de flux laminaires. Ce microhorizon est peu épais lorsque le rejaillissement joue un rôle important sur la constitution de l'O.P.S. (site sur alluvions sableuses : Photo. N°45. Il est plus épais sur les autres sites (cf. Description, en 1ère partie, des états de surfaces naturelles après les pluies, et Fig. N°16).

. Un microhorizon à dominance plasmique et porosité vésiculaire. Malgré la similitude d'organisation, les mécanismes génétiques peuvent différer d'un site à l'autre : sur alluvions argileuses et sur pavage désertique, l'origine la plus probable est la désagrégation, suivie d'un tassement (cf. Surface des agrégats émergent de la parcelle labourée). Mais il peut s'agir également d'une lamine constituée de micro-agrégats argileux, déposés par un flux laminaire, puis ressoudés (Photo. N°36-F). Sur alluvions sableuses, notre diagnostic est mieux assuré : la similitude des organisations situées à la surface de la parcelle labourée après les pluies, sur la surface naturelle, et en profondeur, tend à démontrer en effet, que dans les trois cas, il s'agit d'une O.P.S. de tassement, associée à un micro-transfert vertical de l'argile.

La succession fréquente des trois microhorizons précédents ne correspond donc pas, au moins pour le dernier, aux mêmes mécanismes de formation.

III - NOTE SUR LA DÉGRADATION DE LA STRUCTURE ET LE PHÉNOMENE DE « BATTANCE ».

Le terme de "battance" n'a pas de véritable traduction en anglais(*) (cf. Introduction générale). L'adjectif "battant" qualifie aussi bien une pluie qu'un sol. Classiquement ce phénomène est présenté comme la combinaison du rejaillissement et des dépôts laminaires, qui résultent du ruissellement. Les gouttes "éclatent, entraînant avec elles des particules de terre, qui "retombent à des distances atteignant facilement plusieurs di-"zaine de centimètres et dépassant parfois un mètre. Elles pos-"sèdent une énergie considérable... La terre que retombe mélan-"gée à l'eau prend une consistance boueuse et les éléments gros-"siers se séparent des plus fins. S'il y a ruissellement, ces "dernièrs sont entraînés , sinon ils se déposent à leur tour "et forment des dépôts lités caractéristiques... L'effet de bat-"tance ne se produit que si le terrain n'est pas couvert." Cette définition, extraite de l'ouvrage "LE PROFIL CULTURAL" (HENIN, GRAS et MONNIER, 1969), précise les différents mécanismes qui interviennent dans le phénomène de battance.

Mais nous avons montré que des O.P.S. pouvaient se constituer sans que le choc de gouttes intervienne. Sur les alluvions argileuses, les essais PIOGER ont montré, en effet, que la déstruc-

(*) "soil crusting", pour les O.P.S. épaisses
"soil sealing", pour les O.P.S. fines
"slaking", pour les O.P.S. de désagrégation ("structural crusts").

turation apparaît même sous une lame d'eau qui ne ruisselle pas. Ceci rejoint les résultats de HILLEL (1960) et de EMERSON (1967). Des processus autres que le rejaillissement et le ruissellement peuvent également intervenir : le micro-transfert, le tassement des constituants de surface (plasma et squelette), le gonflement et la liquéfaction (Tabl. N°41).

De plus, la battance est un phénomène caractéristique des sols limoneux (les loess du Bassin Parisien, par exemple). Or, des O.P.S. existent également, comme nous l'avons vu, sur des sols très sableux. La formation des O.P.S. est donc un phénomène plus général et paraît surtout associé aux faibles teneurs en matière organique. Ce dernier point explique, en partie, pourquoi la présence d'O.P.S. est si commune dans les zones arides ou subarides.

Pour ces raisons, l'emploi très fréquent du terme de "pellicule de battance" pour l'ensemble des O.P.S. des régions sèches nous paraît impropre. Nous proposons le terme plus général d'organisation pelliculaire superficielle, qui peut être utilisé pour des matériaux variés ayant subi des processus différents.

IV - NOTE SUR LA POROSITÉ VÉSICULAIRE.

Il nous est arrivé, à différentes occasions, d'évoquer la présence d'une porosité vésiculaire au sein des O.P.S.. Il convient de réunir ces données pour en déduire les mécanismes de formation de ce type de porosité.

A) RESUME DES OBSERVATIONS EN MILIEU SUBDESERTIQUE.

Les trois organisations superficielles des milieux naturels étudiés dans la cuvette d'AGADEZ, contiennent des vésicules. Nous avons remarqué que ce type de porosité se forme et se localise dans les microhorizons à concentration de plasma et dans ceux riches en sables fins, plus particulièrement dans les zones de contact entre ces deux types de matériaux (à la base des microhorizons à grains fins de squelette légèrement pris en masse, et à la partie sommitale des microhorizons à dominance plasmique). Sur les parcelles labourées, des vésicules se forment au cours des pluies, non seulement dans les mêmes microhorizons, particulièrement lorsqu'ils sont continus, mais également au sein de microagrégats argileux qui appartiennent à des microhorizons, soit de dépôt laminaires (Photo. N°36-F), soit de désagrégation (Photo. N°36-C).

B) OBSERVATIONS EFFECTUEES DANS D'AUTRES ZONES CLIMATIQUES.

En zone sahélienne, la localisation des vésicules est la même que pour la région sub-désertique : celles ci se situent également au contact entre les microhorizons à sables fins légèrement cimentés (de dépôts laminaires), et les microhorizons à concentration de plasma sous-jacents (VALENTIN, 1981-A).

Il nous paraît intéressant, de décrire brièvement l'organisation pelliculaire superficielle d'un sol hydromorphe de COTE D'IVOIRE, situé en milieu ferrallitique de savane (DIMBOKRO) (Fig. N°44, Photo. N°66 et 67).

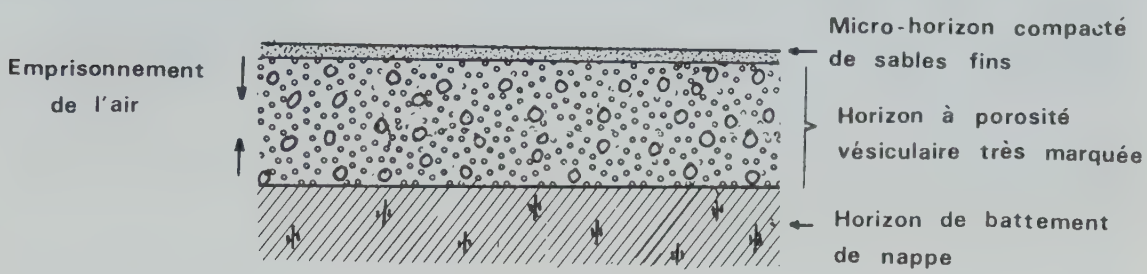


FIG.44 : SCHÉMA D'EMPRISONNEMENT DE L'AIR ET DE FORMATION DE VÉSICULES
(SOL HYDROMORPHE . DIMBOKRO — COTE-D'IVOIRE)
(cf. photo n° 66)

On distingue de haut en bas :

. Un microhorizon constitué de sables fins cimentés (dépôts laminaires tassés), dont l'épaisseur peut localement être inférieure à 5 mm.

. Un microhorizon, constitué également de sables fins cimentés, présentant une porosité vésiculaire très développée (le diamètre des vésicules peut atteindre 2 mm).

. L'horizon supérieur du profil, à gley, qui constitue une zone de battement de nappe (le site se trouve dans un bas-fond, à proximité d'un marigot).

Remarquons que les vésicules se développent dans une zone analogue à celle observée en zones subdésertique et sahélienne, c'est-à-dire dans un matériau limité en haut par un microhorizon à sables fins cimentés, et à sa base par un microhorizon peu perméable (ici il s'agit d'un horizon hydromorphe, dans les autres cas, c'est un microhorizon à dominance plasmique).

C) LES MECANISMES DE FORMATION PROPOSES PAR DIFFERENTS AUTEURS.

La présence de vésicules situées près de la surface du sol a déjà été signalée par de nombreux auteurs, le plus généralement dans les régions subdésertiques, mais également dans des régions plus humides ou dans des sols particuliers (SPRINGER, 1958; ADAMS et ELLIS, 1960; HOLE, 1961; BREWER, 1964; VOLK et GEYGER, 1968; BOCQUIER, 1971, YAALON, 1974; MOTT, BRIDGE et ARNDT, 1979; PAGLIAI et LA MARCA, 1979; FARRES, 1980; etc...).

Plusieurs chercheurs ont proposé différents modèles de formation :

. Ainsi EVENARI, YAALON et GUTTERMAN (1974) ont tenté de reproduire expérimentalement en laboratoire les conditions de formation de ces vésicules. Pour ce faire, ils ont déposé dans des pots, des échantillons de granulométries différentes (sables grossiers, sables fins et limons qu'ils ont, soit recouverts de boites de Pétri, soit laissés nus. Au cours de l'humectation, des vésicules se forment dans tous les cas, mais elles ne restent permanentes que pour les échantillons couverts et davantage pour les sables fins que pour le limon. La densité et la taille des vésicules augmentent avec le nombre de cycles d'humectation et de dessiccation. Les auteurs concluent que les vésicules se forment lors de l'humectation. Elles se maintiennent lorsque l'air ainsi emprisonné ne peut s'échapper ni par le haut (au laboratoire, la boite de Pétri constitue l'obstacle, rôle joué par les éléments grossiers dans le cas des pavages désertiques). Les variations diurnes de température, en provoquant une fluctuation du volume des gaz, favorisent le développement et la stabilisation de ce type de porosité.

. PALETSKAYA, LAVROV et KOGAN (1958) ont signalé qu'un mécanisme différent pouvait intervenir lors de la formation des vésicules, situées en surface des takyrs du TURKMENISTAN : il s'agirait de la production de gaz carbonique liée à la transformation de bicarbonates en carbonates sous l'effet des hautes températures. Les carbonates qui se déposent sur les parois des vésicules auraient alors tendance à fossiliser cette porosité.

. CHEVERRY, FROMAGET et BOCQUIER (1972)* ont observé la formation de vésicules en forme de "champignons", situées également directement sous une O.P.S. imperméable, dont elles provoquent localement des boursouflures. Leur formation est provoquée par la fermentation de composés organiques contenus dans les horizons sous-jacents (Il s'agit de sols de polders du lac Tchad qui ont subi après l'exondation une évolution en conditions hyperalcalines). La conservation de ces vésicules est assurée par les enduits salins ou organosalins, qui se solidifient par dessiccation.

D) CONCLUSION.

1 - FORMATION.

Les remarques précédentes tendent à montrer que la **convergence de forme** des vésicules situées à proximité de la surface des sols tient essentiellement au type de contraintes exercées sur les parois des pores lors de l'**augmentation de pression d'un gaz emprisonné**. Les origines de ce gaz sont variées : comme nous l'avons vu il peut s'agir de l'air qui ne parvient pas à se dégager lors de l'infiltration (ou plus généralement de l'imbibition

* C. CHEVERRY, M. FROMAGET et G. BOCQUIER (1972) : Quelques aspects micromorphologiques de la pédogénèse des sols de polders conquis sur le lac TCHAD. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. X, N°4 : 373-387, 18 photo., 12 réf.

d'un matériau à faible diffusivité gazeuse); dans d'autres cas la production de gaz résulte de fermentations, ou de réactions de chimie minérale. La faible densité du gaz provoque alors une ascension plus ou moins marquée de ces vésicules qui viennent en bu tée contre le matériau superficiel à porosité réduite.

2 - CONSERVATION.

Au cours de la dessiccation, la condensation favorise la prise en masse des constituants des parois auxquelles elle confère ainsi une certaine rigidité. Cette organisation reste cependant fragile si aucun autre mécanisme ne consolide les parois : elle peut en effet être détruite par déflation éolienne (Site naturel sur alluvions argileuses avant les pluies : Photo. N°15), ou bien sous la pression exercée en surface, par le pas d'un homme par exemple. Les microhorizons à forte porosité vésiculaire non consolidée (photo. N°66) ont ainsi une très faible portance. Comme l'ont signalé les auteurs déjà cités, les parois des vésicules se voient parfois consolider par des précipitations de calcaire, ou par des enduits salins. EVENARI; YAALON et GUTTERMAN (1974), signalent que des revêtements d'algues peuvent également renforcer la cohésion de ces parois.

3 - LES VESICULES PROCHES DE LA SURFACE DES SOLS : UN INDICE DE COMPORTEMENT.

a) Une diffusivité réduite.

Quel que soit le milieu étudié, il semble donc que la présence d'une porosité vésiculaire proche de la surface, souligne la présence d'un microhorizon sus-jacent à porosité réduite et le plus souvent d'un matériau sous-jacent à diffusivité gazeuse également faible (Les échantillons déposés dans les pots munis d'un trou à la base, et couverts en surface, ne contiennent pas de vésicules : EVENARI, YAALON et GUTTERMAN, 1974). Cette faible diffusivité gazeuse s'acompagne généralement d'une conductivité hydraulique saturée également réduite des organisations superficielles. Or, nous avons montré qu'en zone subdésertique (deuxième partie) les caractères hydrodynamiques des microhorizons superficiels conditionnent, pour une grande part, l'infiltrabilité de l'ensemble du sol. Il semble donc possible de pouvoir utiliser la présence de vésicules proches de la surface, comme **indice de faible perméabilité**.

b) L'évolution superficielle récente.

Il arrive que le microhorizon à porosité vésiculaire se trouve directement en surface (exemple : site naturel sur alluvions argileuses avant les pluies : Photo. N°15). Cela implique que le matériau sus-jacent a été décapé après la formation de ces vésicules.

Ce type de porosité se formant en régions subdésertiques au cours des averses, il est ainsi possible d'évaluer l'effet de la déflation éolienne au cours de la saison sèche suivante : elle érode par exemple, en moins d'un an la quasi-totalité des deux microhorizons superficiels sableux, qui recouvrent la surface naturelle sur alluvions argileuses après les pluies. La profondeur d'apparition des vésicules d'O.P.S. peut ainsi servir à évaluer l'intensité de l'action du vent.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I - LES PARTICULARITÉS DE L'OBJET D'ÉTUDE, ET DES MÉTHODES D'ANALYSES MISES EN OEUVRE.

Cette étude diffère tout d'abord de la plupart des travaux pédologiques par la nature de l'objet d'étude : il ne s'agit pas, en effet, de la totalité du sol ni même de l'horizon superficiel, mais de la surface du sol, considérée comme un volume de faible épaisseur, organisé lui même en microhorizons, et représentant une microdifférenciation pédologique superficielle. Ces organisations pelliculaires superficielles sont biologiquement peu influencées dans les régions subdésertiques : elles constituent ainsi un cas d'interface principalement minérale entre la pédosphère et l'atmosphère ainsi que l'hydrosphère. Or cette interface, en relation directe avec les agents climatiques, se forme, se modifie ou peu disparaître dans des temps très courts, par rapport à ceux que nécessitent les processus pédogénétiques conduisant à la différenciation de la totalité d'un sol. Ainsi, des échelles de temps aussi courtes pour la formation et l'évolution des O.P.S., vont autoriser des expérimentations in situ pour analyser directement aussi bien leur comportement que leur genèse.

Les méthodes d'études adaptées à cet objet particulier ont été en premier lieu des techniques de caractérisation morphologique, aux différents niveaux de perception : à l'échelle du site, du microhorizon, et de l'organisation microscopique de celui-ci (microscopies optique et électronique). Cette analyse qualitative de l'organisation des différents constituants a été complétée par une étude quantitative de la porosité, qui est elle même déterminée précisément par le mode d'assemblage des constituants (micromorphométrie opto-électronique).

En second lieu, les caractérisations morphologiques ont été associées à une étude expérimentale, portant sur différents comportements des organisations pelliculaires superficielles et réalisée in situ, alors que la plupart des travaux entrepris dans ce domaine portent sur des échantillons remaniés testés en laboratoire. Pour ce faire, plusieurs techniques particulières ont été mises en oeuvre :

L'infiltration a été caractérisée de deux manières, par le dispositif classique du double anneau et par un dispositif de simulation de pluies. Il apparaît que la valeur de conductivité hydraulique saturée déterminée par le premier dispositif est fortement influencée par une évolution de l'état de surface se produisant sous lame d'eau, et qui est bien différente de celle sous averses. Par contre la simulation de pluies permet de déterminer, outre différents paramètres empiriques, la conductivité hydraulique saturée du sol dans les conditions naturelles (à partir de résolutions graphiques simples).

L'étude expérimentale de la sensibilité à l'érosion, diffère également des travaux habituellement entrepris dans ce domaine. S'il existe en effet plusieurs relations empiriques permettant de prévoir l'érosion depuis l'échelle du continent (à partir des débits solides des grands fleuves) jusqu'à celle du champ (à l'aide de résultats acquis sur des parcelles d'une dizaine de mètres), c'est seulement à une échelle plus grande, comme celle du m^2 que nous avons retenue, qu'il est possible d'analyser sur le terrain les mécanismes de dissociation (détachabilité) et de transport des particules.

Par ailleurs, la faible épaisseur du matériau étudié interdisait l'emploi de la sonde neutronique pour mesurer en place les variations de son humidité. Pour cette raison , nous avons utilisé l'humidimètre à chocs thermiques.

Enfin, nous avons confronté les données morphologiques aux résultats des mesures expérimentales, non seulement pour en permettre l'extrapolation, mais également pour en tirer des conclusions concernant la genèse des organisations pelliculaires superficielles.

II - LES PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS.

A - UNE CONVERGENCE DE STRUCTURE.

Les trois sols étudiés sont très différents par leur type pédogénétique et par leur composition granulométrique : sol peu évolué alluvial sableux, sol peu évolué alluvial argileux, sol de reg à pavage désertique sur paléosol tronqué . Néanmoins leurs organisations pelliculaires superficielles présentent dans le milieu naturel, qu'il y ait ou non un pavage, et indépendamment de la nature et de la densité de celui-ci, la même succession de haut en bas de trois microhorizons :

- un microhorizon de grains de sable déliés,
- un microhorizon de grains de sable légèrement adhérents, à porosité vésiculaire,
- un microhorizon à dominance plasmique.

Toutefois le premier peut manquer totalement et le second être réduit à un placage discontinu. Les différences microstructurales sont plus marquées entre parcelle labourée et parcelle naturelle d'un même site : la structure le plus complexe (sur alluvions argileuses) est ainsi constituée de trois microorganisations qui sont liées génétiquement et qui se distribuent logiquement aussi bien dans le temps que dans l'espace : (ce qui présente d'ailleurs une certaine analogie avec les relations génétiques des sols répartis le long de toposéquences) :

. une organisation conservée (comparable à un "matériau originel", qui affleure en amont, et se trouve à la base des micro-profils à l'aval de la parcelle labourée).

. une organisation transformée, dont les relations avec le matériau sous-jacent reppellent celles qui relient un sol à son matériau originel.

. une organisation litée, analogue, à une autre échelle, à une structure sédimentaire de dépôt.

La parcelle labourée sur alluvions sableuses reconstitue, dès les premières pluies, une O.P.S. analogue à l'organisation naturelle, et à celle des traits laminaires contenus dans les horizons profonds. Sur reg, l'évolution est plus lente, et l'état de surface de la parcelle labourée ne subit pas de transformations très sensibles au cours des pluies, du fait de la forte charge en éléments grossiers.

B - DE FAIBLES DIVERGENCES DE COMPORTEMENT.

La présence en surface d'organisations pelliculaires réduit considérablement les disparités de comportement, que pourraient laisser supposer les différences de nature pédologique.

Ainsi la réduction de la porosité des tout premiers millimètres, et la nature vésiculaire de celle-ci, entraînent une diminution générale des conductivités hydrauliques saturées, qui appartiennent ainsi à un intervalle restreint de valeurs faibles. L'analyse des organisations superficielles couplée aux mesures de pluies simulées conduit, de ce fait, à des diagnostic de comportement très différents de ceux que l'on obtient par les méthodes classiques : caractérisation macroscopique, éventuellement couplée à des mesures au double anneau.

Dans tous les cas, la résistance mécanique à la pénétration -et donc l'obstacle à la levée des semences- augmente au cours de la constitution des O.P.S.. Cette tendance à l'induration superficielle, outre l'effet de la dessiccation, paraît étroitement liée à l'énergie cinétique reçue avant l'apparition du ruissellement.

La présence d'O.P.S. au sommet d'un profil, réduit également dans tous les cas étudiés le phénomène d'appauvrissement en argile, du fait de la résistance à la détachabilité des microhorizons à dominance plasmique. Les processus qui interviennent au cours de la désagrégation diffèrent cependant, en fonction de la nature granulométrique de l'horizon labouré. Ce sont en effet davantage les mécanismes liés à l'humectation : fragmentation par éclatement, gonflement, liquéfaction associée à des micro-transferts verticaux, qui interviennent sur la dégradation de la structure des agrégats argileux (ici smectitiques), que le mécanismes de rejaillissement des particules provoqué par l'impact des gouttes de pluie. L'importance relative de ces mécanismes est inverse sur alluvions sableuses.

C - DES PROCESSUS GENETIQUES COMPLEXES.

Il est possible de distinguer trois processus généraux intervenant lors de la formation des O.P.S. :

- la dissociation des particules, suivie d'une ségrégation

entre le plasma et le squelette,

- des transferts, qui peuvent être verticaux ou latéraux,
- un réarrangement suivi, éventuellement, d'une évolution ultérieure in situ.

Plusieurs mécanismes composent ces processus, et leur importance diffère selon les types de microhorizons : ce sont humectation, rejaillissement, tassement, micro-transfert vertical, transport et dépôt par des flux laminaires ou turbulents. Ils se succèdent dans le temps, mais peuvent également se combiner. Ces mécanismes -si l'on fait exception de ceux liés aux ruissellement- ont leur effet maximum au début de la pluie, pendant la phase d'imbibition. Et si la constitution des O.P.S. étudiés n'a nécessité que quelques dizaines de millimètres de pluies, elles paraissent par contre assez stables lors des pluies suivantes.

Les processus de formation sont donc multiples et varient d'un site à l'autre, particulièrement pour les parcelles labourées. Leur correspondent différents types génétiques de microhorizons, auxquels sont associés certains caractères diagnostiques morphologiques, qui permettent de prévoir certains types de comportement.

Plusieurs processus présentent des analogies d'intervention à des échelles d'espace et de temps différentes. Ainsi les lois sédimentologiques, qui régissent la répartition des sols alluviaux dans la cuvette (reg, sol sableux, sols argileux) s'appliquent également à l'échelle de la parcelle. On distingue en effet sur ces surfaces des zones de départ (assimilables au massif de l'Aïr), des zones de transferts (comparables au lit des Koris) et des zones de dépôts (analogues aux sols de la cuvette). En outre, l'évolution que subissent les matériaux déposés par le ruissellement en nappe est analogue à celle des sols alluviaux à pavage (reg, et alluvions sableuses) : soumis à l'action du tri granulométrique opéré par les écoulements ultérieurs, et au vannage éolien, ils s'enrichissent en particules grossières et se couvrent ainsi peu à peu d'un microhorizon à grains grossiers de squelette. Il en est de même, mais à une autre échelle, des sols alluviaux dont la surface s'appauvrit par érosion sélective, en particules fines, notamment en sables fins, fraction la plus sensible aux érosions hydriques et éolienne.

III - EXTRAPOLATION DES RÉSULTATS AUX ÉCHELLES RÉGIONALE ET ZONALE.

La caractérisation des organisations pelliculaires superficielles et la reconnaissance de leur distribution spatiale, permettent tout d'abord une certain extrapolation de nos résultats à l'échelle régionale, c'est-à-dire à la cuvette d'AGADEZ. La formulation physique des résultats expérimentaux nous conduit

également à considérer que nos conclusions sur les relations entre les types d'organisation et leur comportement ont une portée plus générale. Il nous semble ainsi possible de les appliquer à l'ensemble de la zone subdésertique située au sud du Sahara.

Les observations, et les résultats de mesures, que nous avons obtenus par ailleurs dans d'autres zones climatiques, nous conduisent également à présenter quelques relations générales entre les organisations superficielles de ces régions et celles étudiées en zone subdésertique.

Il est tout d'abord nécessaire de rappeler que le taux de matière organique augmente des zones arides aux zones plus arrosées, et que de ce fait les sols acquièrent une meilleure stabilité structurale et donc une sensibilité moins marquée à la formation d'O.P.S.. Néanmoins, en zone sahélienne les organisations superficielles montrent une grande similitude avec celles étudiées dans la région d'AGADEZ. En effet, elles présentent également après les pluies la même succession des trois microhorizons reconnus au cours de ce travail, associée à des pavages plus ou moins denses et grossiers; il n'existe pas, néanmoins, de vrai reg. La présence d'un végétation herbacée apporte cependant un type de distribution spatiale différent de celui de zone subdésertique. Le vent érode, en effet, les deux premiers microhorizons sableux des zones dépourvues de végétation, alors que les touffes de graminées jouent le rôle de piège pour les particules transportées. Se forme ainsi une distribution en taches, d'une dizaine de m^2 de diamètre chacune, qui correspondent à deux types de surface : La première est constituée du microhorizon à dominance plasmique, qui conserve dans ses anfractuosités de surface des reliques du microhorizon sableux légèrement pris en masse. Elle est semblable à l'O.P.S. décrite sur le site naturel argileux avant les pluies. La deuxième, associée aux graminées, présente une succession de microprofils superposés, analogue à celle observée sur le site sableux.

Il semble ainsi, qu'il n'y ait qu'un très petit nombre de microdifférenciations superficielles dans le milieu naturel aussi bien en zone subdésertique qu'en zone sahélienne, ce qui a pour corollaire une convergence générale du comportement superficiel des sols vis-à-vis de l'eau. La disparité de nature pédologique, assez marquée en zone sahélienne, ne correspond donc pas à des différences très nettes quant à l'infiltration et au ruissellement, du fait de la présence en surface d'O.P.S. qui uniformise les phénomènes de dynamique actuelle.

En zone ferrallitique de savane, le type et la distribution des O.P.S. sont nettement plus complexes du fait de la présence d'une végétation dense qui couvre le sol pendant une partie importante de l'année, et de l'action importante de la pédofaune qui remanie ces organisations. Les variations sont, dans ce cas, non seulement spatiales et dépendantes principalement de la position topographique, mais également saisonnières et liées aux rythmes bio-climatiques.

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS J.E., KIRHAM D., NIELSEN D.R. (1957). A portable rainfall simulator infiltrometer and physical measurements of soils in place. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21 : 473-477.

ADAMS R.S., ELLIS R.J. (1960). Some physical and chemical changes in the soil brought about by saturation with natural gaz. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24 : 41-44.

AGGELIDES S., YOUNG E.G. (1978). The dependance of the parameters in the GREEN and AMPT infiltration equation on the initial water content in draining and wetting states. *Wat. Res. Res.*, 14 (5) : 857-862, 1 tabl. 10 fig., 22 réf.

AHUJA L.R. (1974). Applicability of the GREEN and AMPT approach to the water infiltration through surface crust. *Soil Sci.*, 118 : 283-288.

AHUJA L.R., DANGLER E.W., EL SWAIFY S.A. (1976). Predicting run off initiation time under field condition in tropical (HAWAI) soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40 (5) : 777-779.

AINA P.O., LAL R., TAYLOR G.S., (1976). Soil and crop management in relation to soil erosion in the rainforest of western Nigeria. *In / Soil Conservation Production and control. Spec. Publ. N° 21. Soil Cons. Soc. of Amer. (Edit) :* 75-82, 7 tabl. 6 fig., 16 réf.

ALLIS J.A. (1962). Comparason of storm runoff volumes from small single crop watersheds and from a larger, mixed crop watershed. *Agr. Eng.*, 43 (4) : 220-223.

ALPEROVITCH N., DAN J. (1973). Chemical and geomorphological comparison of two types of loessical crusts in the Central Negev (Israel). *Isr. J. Agric. Res.* 23 (1) : 13-16, 2 tabl., 3 photos, 11 réf.

AMEMIYA M. (1965). The influence of aggregate size on soil moisture content capillary conductivity relationships. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29 : 744-748.

AMERMAN C.R., Mc GUINNESS J.L. (1967). Plot and small waters runoff : its relation to larger arcas. *Tr. of the A.S.A. E.*, 10 (4) : 464-466.

AMERMANN C.R., HILLEL D.I., PETERSON A.L. (1979). A variable intensity spinkling infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34 : 830-832.

ARNDT W. (1965 a). The nature of the mechanical impedance to seedlings by soil surface seals. *Aust. J. Soil Res.*, 3 : 44-54, 4 fig., 6 photos, 33 réf.

ARNDT W. (1965 b). The impedance of soil seals and the forces of emerging seedlings. *Aust. J. Soil Res.*, 3 : 55-68, 5 fig., 3 photos, 8 réf.

ASPIRAS R.B., ALLEN O.N., HARUS R.F. (1971). Aggregate stabilisation by filamentous micro organisms. *Soil Sci.*, 112 (4) : 282-284, 9 réf.

ASSELINE J., VALENTIN C. (1978). Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 15 (4) : 321-350.

AUDRY P. (1962). Etude pédologique du centre de recherches zootechniques de Dahra-Djoloff (Sénégal). *ORSTOM, Dakar, Multigr.*, 131 p.

AUDRY P., COMBEAU A., HUMBEL F.X., ROOSE E., VIZIER J.F. (1973). Essai sur les dynamiques actuelles des sols. *ORSTOM, PARIS, Multigr.*, 126 p. + annexes.

AUBERT G., MAIGNIEN R. (1948). L'érosion éolienne dans le Nord du Sénégal et du Soudan français. *Com. 103, 2 Sect., 1 Gr., Conf. Afric. Sols. GOMA :* 1309-1316, 6 tabl., 9 réf.

AZIZOV A. (1971). Influence of soil moisture on the resistance of soil to wind erosion. *Sov. Soil. Sci.*, 9 : 105-108, 2 fig., 5 ref.

BAKER S.W. (1979). Pore size distribution : A factor to be considered in infiltration studies ? *J. of Hydrology*, 41 (3/4) : 279-290, 17 ref.

BANEAJI S., LAL V.B. (1977). New technologie for desert area water problems. *Indian J. of Power and Valley develpnt :* 177-180, 1 tabl., 4 fig., 5 ref.

BARBER R.G., MOORE T.R., THOMAS D.B. (1979). The erodibility of two soils from KENYA. *J. of Soil Sci.*, 30 (3) : 579-591, 5 tabl., 2 fig., 26 ref.

BARBER R.G., THOMAS D.B., MOORE T.R. (1980). Studies on soil erosion and runoff and proposed design procedures for terraces in the cultivated semi-arid areas of arid aread of Machakos District, KENYA. *In : Soil Conservation Problems and prospects. MORGAN R.P.D. (edit.). WILEY, CHICHESTER, NEW-YORK, BRISBANE, TORONTO :* 219-237, 2 tabl., 4 fig., 35 ref.

BARNETT A.P., ROGERS J.S. (1966). Soil physical properties related to runoff and erosion from artificial rainfall. *Tr. of the A.S.A.E.*, 9 (1) : 123-125-128.

BATCHELDER D.G., PORTENFIELD J.G. (1967). Applying mulches for improving of seedling emergence. *Tr. of the A.S.A.E.*, 10 (5) : 626-627.

BAUER J.W. (1974). A modified HORTON equation for infiltration during intermittent rainfall. *Bull. des Sc. Hydrol.*, 19 (2) : 219-225.

BEESE F., VAN DER PLOEG R.R., RICHTER W. (1977). Test of a soil water model under field conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 (5) : 979-983.

BENNET O.L., ASHLEY D.A., DOSS B.D. (1964). Methods of reducing crusting to increase cotton seedling emergence. *Agron. J.*, 56 : 162-165, 4 fig., 12 ref.

BERTRAND A.R., KAMIL S. (1962). The effects of rainfall intensity on soil structure and migration of colloïdal materials in soils. *Soil Sci. Soc. of Amer. Proc.*, 26 : 297-300, 2 tabl., 3 fig., 11 ref.

BERTRAND A.R., BARNETT A.P., ROGERS J.S. (1964). The influence of soil physical properties on rainoff, erosion and infiltration of some soils in the Southeastern United States. *Tr. of the VIIIth Int. Cong. Soil Sci.*, 1964 (2) : 663-677.

BERTRAND R.B., PARR J.F. (1960). Development of a portable sprinkling infiltrometer. *Tr. of the VII th Int. Cong. of Soil Sci., MADISON*, 6 (4) : 433-440.

BIROT Y., GALABERT J.(1969-1970). Economie de l'eau et travail du sol dans les plantations forestières de la zone sèche : application à la zone sahélo-soudanaise. *Bois et Forêts Trop. :* 127 : 29-44. 128 : 23-37. 129 : 3-20. 130 : 12-22.

BISAL F. (1960). The effect of raindrop size and impact velocity on sand splash. *Can.J. of Soil Sci.*, 40 : 243-245, 1 tabl., 2 fig., 6 ref.

BISAL F., HSIEN H. (1966). Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Sci.*, 102 (3) : 143-146.

BISAL F. (1967). Infiltration rate as related to rainfall energy. *Can. J. of Soil Sci.*, 47 : 33-37, 1 fig., 12 ref.

BISHAY B.G., STOOPS G. (1975). Micromorphology of irrigation crusts formed on a calcareous soil of the mechanized farm North-West Egypt. *Pedologie*, 25 (2) : 143.

BLANDFORD D.C. (1980). Rangelands and soil erosion research : a question of scale. *In : Soil Conservation. Problems and prospects. MORGAN R.P.C. (edit.). WILEY, CHICHESTER, NEW YORK, BRISBANE, TORONTO :* 105-121, 4 tabl., 8 fig., 4 ref.

BLIC de P. (1979). Micromorphologie de la partie supérieure des sols en zone de culture semi-mécanisée dans le Centre ivoirien. *Inst. des Sci. de la Terre. DIJON, Multigr.*, 58 p., 35 fig.

BOCQUIER G. (1971). Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Thèse es Sci. Nat.- Univ. Louis PASTEUR, STRASBOURG*, 364 p., 47 tabl., 15 photos, 520 ref.

BODMAN G.B., COLMAN E.A. (1943). Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 8 : 116-122.

BOERS T.M., BEN-ASHER J. (1979).Harvesting water in the desert. *Intern. Inst. for land reclamation and improvment. WAGENINGEN.* Annual report : 6-23, 9 fig., 78 ref.

BOIFFIN J., SEBILLOTTE M. (1976). Climat, stabilité structurale et battance. Essai d'analyse de comportement d'un sol au champ. *Ann. Agron.*, 27 (3) : 295-325, 16 réf.

BOLI BABOULE Z. (1976). Mise au point d'un simulateur de pluie de laboratoire. Essai d'application à l'étude de l'érodibilité des sols. *D.E.A. Pédologie et Aménagement des sols. PARIS VII*, 17 p.

BOND J.J., WILLIS W.O. (1970). Soil water evaporation : first stage drying as influenced by surface residue and evaporation potential. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34 : 924-928.

BOND W.J., COLLIS-GEORGE N. (1981). Ponded infiltration into simple soil systems : 1. the saturation and transition zones in the moisture content profiles. *Soil Sci.*, 131 (4) : 202-209, 2 tabl., 4 fig., 27 ref.

BORK H.R., ROHDENBURG H. (1978). The behaviour of overland flow and infiltration under simulated rainfall. *In : Actes du Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. VOGT H. et VOGT T. (édit.) :* 225-237, 7 fig.

BORK H., BORK H.R., ROHDENBURG H. (1978). Determination of total runoff and total erosion by simulated heavy rainfall watersheds.*In : Actes du Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. VOGT H. et VOGT T. (édit.) : 247-248.*

BOUGERE J. (1979). L'état de dégradation des formations sableuses du Sahel voltaïque ou l'urgence d'une intervention. *Tx de l'Inst. de Géogr. de Reims.* 314 : 91-101.

BOULET R. (1966). Observations pédologiques dans le TAMESNA Oriental (NIGER). Relation Sol-Végétation. *ORSTOM, DAKAR, Multigr.*, 67 p.

BOUMA A.H. (1969). Methods for the study of sedimentary structures. *Wiley. NEW-YORK*, 438 p.

BOUMA J., HILLEL D., HOLE F.D., AMERMAN C.R. (1971). Fied measurements of unsatured hydraulic conductivity by infiltration through artifical crusts. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35 (2) : 362-364.

BOUMA J., JONGERIUS A., BOERSMA O., JAGER A., SCHOONDERBEEK D.(1977). The fonction of different types of macropores during saturated flow through four swelling horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 : 945-950, 2 tabl., 6 fig., 23 ref.

BOUMA J., DREKHR L.W., WOSTEN J.H.M. (1978). A case study on infiltration into dry clay soil. Morphological observations. Physical measurements. *Geoderma*, 20 : 27-40, 6 ref.

BOUMA J., JONGERIUS A., SCHOONDERBEEK D. (1979). Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 43 (2) : 261-264, 3 tabl., 2 fig.

BOURRIER (1965). La mesure des caractéristiques hydrodynamiques des sols par la méthode VERGIERE. *Bull. Techn. Génie Rural. ANTONY.* N° 73. 96 p.

BOX J.E. (1981). The effects of surface slaty fragments on soil erosion by water. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 (1) : 111-115.

BRAKENSIED D.L., RAWLS W.J., HAMON W.R. (1979). Application of an infiltrometer system for describing infiltration into soils. *Tr. of the A.S.A.E.*, 22 (2) : 320-325, + 333, 5 tabl., 6 fig., 21 ref.

BRESLER E., KEMPER W.D. (1970). Soil water evaporation as affected by wetting methods and crust formation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34 (1) : 3-8.

BREWER R., HALDANE A.D. (1957). Preliminary experiments in the development of clay orientation in soils. *Soil Sci.*, 84 : 301-309.

BREWER R. (1964). Fabric and mineral analysis of soils. *J. Wileys & Sons (edit.). NEW-YORK, LONDON, SYDNEY*, 470 p.

BRUCE R.R. (1972). Hydraulic conductivity evaluation of the soil profile from soil water retention relations. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36 : 555-561.

BRUCE R.R., THOMAS A.W., WHISLER F.D. (1976). Prédiction of infiltration into layered field soil in relation to profile characteristics. *Tr. of the A.S.A.E.*, 19 (4) : 693-698, + 703.

BRYAN R. (1968). The development, use and efficiency of indices of soil erodibility. *Geoderma*, 2 : 5-26.

BRYAN R. (1969). The relative erodibility of soils developped in the Peak District of Derbyshire. *Geogr. Ann.*, 51 : 145-159.

BRYAN R. (1974). A simulated rainfall test for the prediction of soil erodibility. *Z. Geomorpho. N.F. Suppl. Bd.* 21 : 138-150, 2 tabl., 3 fig., 33 ref.

BRYAN R. (1976). Considrations on soil erodibility indices and sheetwash. *CATENA*, 3 : 99-111, 3 tabl., 1 fig., 39 ref.

BUBENZER G.D., MEY L.D. (1965). Simulation of rainfall and soils for laboratory research. *Tr. of the A.S.A.E.*, 8 (1) : 73-75.

BUBENZER G.D., JONES B.A. (1971). Effect of drop size and impact velocity on the detachment of soils under simulated rainfall. *Tr. of the A.S.A.E.*, 14 (4) : 625-628.

BUOL S.W. (1965). Present soil forming factors and processes in arid and semi-arid regions. *Soil Sci.*, 99 (1) : 45-49.

BURGHARDT (1970). Untersuchungen mittels der Doppelringinfiltrationseigenschaften der Böden des südlichen Hochlands von JORDANIEN. *Inst. für Bodemkumde. LIEBIG. UNIV. Gieber, Multigr.*, 123 p.

BURWELL R.E., ALLMARAS R.R., AMEMIYA R. (1963).A field measurement of total porosity and surface micro-relief of soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27 (6) : 697-700.

BURWELL R.E., SLONEKER L.L., NELSON W.W. (1968). Tillage influences water intake. *J. of Soil and Water Cons.* 23 (5) : 185-187.

BURWELL R.E., LARSON W.E., (1969). Infiltration as influenced by tillage induced random ronghness and pore space. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33 : 449-452.

BUSCH C.D., ROCHESTER E.W., JERNIGAN C.L. (1973). Soil crusting related to sprinkler intensity. *Tr. of the A.S.A.E.*, 16 (4) : 808-809.

BYRD C.W., CASSEL D.K. (1980). The effect of sand content upon cone index and selected physical properties. *Soil Sci.*, 129 (4) : 197-204, 2 tabl., 15 ref.

CASENAVE A., GUIGEN N. (1978). Etude des crues décennales des petits bassins versants forestiers en Afrique Tropicale. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols forestiers. Campagne 1977. *ORSTOM; C.I.E.H., ABIDJAN, Multigr.*, 62 p., 32 fig., 29 ref.

CASENAVE A., GUIGUEN N., SIMON J.M. (1979). Etude des crues décennales des petits bassins versants forestiers en Afrique Tropicale. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols forestiers. Campagne 1978. *ORSTOM. C.I.E.H., ABIDJAN, Multigr.*, 31 p., 34 fig.

CASENAVE A. (1981). Etude des crues décennales des petits bassins versants forestiers en Afrique Tropicale. Rapport final. *ORSTOM C.I.E.H., ABIDJAN, Multigr.*, 65 p., 15 tabl., 6 fig., 19 réf.

CAMUS R., CHAPERON P., GIRARD G., MOLINIER M. (1976). Analyse et modelisation de l'écoulement superficiel. Influence de la mise en culture. *Trav. et Doc. ORSTOM, PARIS*, N° 52, 81 p.

CAYE R., PIERROT R., RAGOT J.P., PREVOSTEAU J.M. (1970). Méthodes de visualisation des milieux poreux en vue de leur analyse quantitative au microscope. *Bull. Soc. Fr. Minerol. Cristall.*, 93 : 571-578.

CERNUDA C.F., SMITH R.M., VINCENTE-CHANDLER J. (1954). Influence of initial soi moisture condition on resistance of macroaggregates to slaking and to water drop impact. *Soil Sci.*, 71 : 19-27, 1 tabl., 2 fig., 12 ref.

CHANG SEO PARK, O'CONNOR G.A. (1980). Salinity effects of hydraulic properties of soils. *Soil Sci.*, 130 (3) : 167-174, 3 tabl., 6 fig., 15 ref.

CHARNEY J.W., QUIRK J., CHOW S.H., KORNFIELD J. (1977). A comparative study of the effects ol albedo change on drought in semi-arid regions. *Atmos. Sci.*, 34 : 1366-1485, 8 tabl., 23 fig., 27 ref.

CHATELIN Y. (1979). Une épistemologie des Sciences du Sol. *Mém. ORSTOM, PARIS, N° 88. Thèse es Sc. Nat. 1976. Univer. de DIJON*, 151 p., 18 tabl., 101 réf.

CHAUSSIDON J., PEDRO G. (1979). Rôle de l'état hydrique de système poreux sur l'évolution du milieu. Réalités de l'altération dans les systèmes à faible teneur en eau. *Sci. du Sol*, 213 : 223-237, 1 tabl., 1 photo, 6 fig., 29 réf.

CHEPIL W.S., WOODRUFF N.P. (1954). Estimations of wind erodibility of field surfaces. *J. of Soil and Water Cons.*, 9 : 257-265, + 285.

CHEPIL W.S. (1955). Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind : IV. Sand, silt and clay. *Soil Sci.*, 105 : 155-162, 1 tabl., 5 fig., 7 ref.

CHEPIL W.S., WOODRUFF N.P. (1963). The physics of wind erosion and its control. *Adv. in agronomy*, 15 : 211-302.

CHEN Y., TARCHITZKY J., BROUWER J., MORIN J., BANIN A. (1980). Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Sci.*, 130 (1) : 49-55, 1 tabl., 4 fig., 9 ref.

CHEVERRY C., FROMAGET M., BOCQUIER G. (1972). Quelques aspects micromorphologiques de la pédogénèse de polders conquis sur le lac Tchad. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Vol. X : 373-387.

CHIANG S.L., PETERSEN G.W. (1970). Soil catena concept for hydraulic interpretations. *J. of Soil and Water Cons.*, 25 (6) : 225-227.

CHRETIEN J. (1971). Essai de caractérisation des sables en tant que squelette minéral du sol. *Ann. Agron.*, 22 (6) : 615-654, 7 tabl., 11 fig., 11 réf.

COLLINET J., LAFFORGUE A. (1978). Mesures de ruissellement et de l'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute-Volta. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 129 p. + 123 p., 64 tabl., 123 fig., 24 réf.

COLLINET J., VALENTIN C. (1979). Analyse des différents facteur intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 17 (4) : 283-328, 16 tabl., 26 fig., 1 carte, 27 ref.

COLLINET J., VALENTIN C. (1980). Effects of rainfall intensity and soil surface heterogeneity on steady infiltration rate. *XIIth Int. Cong. Soil Sci., NEW-DELHI, 1982*, 10 p., 2 fig., 13 ref.

COLLINET J., VALENTIN C., ASSELINE J., CHEVALLIER P., SICOT M. (1980). Ruissellement, infiltration et érosion en zones sahéliennes et subdésertiques. Rapport de terrain sur la première mission "Mare d'Oursi", *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 14 p., 5 tabl., 15 fig.

COLLINET J., VALENTIN C., ASSELINE J., HOEPFFNER M., HARRANG P., PEPIN Y. (1980). Ruissellement, infiltration et érosion en zones saheliennes et subdésertiques. Rapport de terrain sur la seconde opération "NIGER". *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.* 38 p., 4 tabl., 14 fig., 14 réf.

COLLIS-GEORGE N., HENIN S., KELLY J.A. (1963). Etude du mécanisme de dessication des sols par évaporation. *C.R.Acad. Sci.*, 257 : 242-244, 1 fig.

COLLIS-GEORGE N., LAL R. (1971). Infiltration and structural changes influenced by initial moisture content. *Aust. J. Soil Res.*, 9 : 107-106.

COLLIS-GEORGE N., LARYEA K.B. (1971). An examination of the wet aggregat analysis, the moisture characteristic, and infiltration-percolation methods of determinium the stability of soil aggregates. *Aust. J. Soil Res.*, 10 : 15-24, 3 tabl., 4 fig., 8 ref.

COLLIS-GEORGE N. (1977). Infiltration equations for simple soil systems. *Water Res. Res.*, 13 (2) : 395-403.

COLOMBANI J., LAMAGAT J.M., THIEBAUT J. (1973). Mesure de la perméabilité des sols en place : un nouvel appareil pour la méthode MUNTZ. Une extension de la méthode PORCHET aux sols hétérogènes. *Bull. des Sc. Hydrol.*, 18 (2) : 197-235.

DABIN B. (1969). Etude générale des conditions d'utilisation des sols de la cuvette tchadienne. *Tr. et Doc. ORSTOM, PARIS*, N° 2, 200 p.

DANE J.H. (1980). Comparison of field and laboratory determined by hydraulic conductivity values. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 44 (2) : 228-231, 15 ref.

DANFORS E. (1969). Changes in moisture content of topsoil measured with a neutron moisture gauge. *In : L'eau dans la zone non saturée. UNESCO (édit.)*. 1 : 96-104, 6 fig., 3 ref.

DAS D.C., SINGH S. (1980). Small storage works for erosion control and catchment improvement : mini-case studies. *In : Soil conservation. Problems and Prospects. MORGAN R.P.D. (édit.) WILEY, CHICHESTER, NEW-YORK, BRISBANE. TORONTO*, 239-246, 2 tabl., 1 fig., 9 ref.

DAVID W.P., BEER C.E. (1975). Simulation of soil erosion. I : Development of a mathematical erosion model. *Tr. of the A.S. A.E.*, 18 (1) : 126-129+133.

DEXTER A.R. (1977). Effect of rainfall on the surface micro-relief of tilled-soil. *J. of Terramechanics*, 14 (1) : 11-22, 4 tabl., 4 fig., 22 ref.

DHIR R.P., KHOLARKAR A.S., SHARMA B.K., SHARMA M.L. (1974). A note on particule size distribution in surface crusts in an arid zone soil. *J. of Ind. Soc. of Soil Sci.*, 22 (4) : 377-378.

DIXON R.M. (1975). Infiltration control through soil surface management. *In : Proc. Symp. on watershed Management, A.S.C.E., LOGAN (UTAH) :* 543-567.

DIXON R.M. (1980). Arid land resource inventory based on the biohydrologic condition of their soil surface. *In : Arid Land Res. Inventories Workshop. LA PAZ (Mexique)*. 7 p., 7 fig., 14 ref.

DOMBY C.W., KOHNKE H. §1956). The influence of soil crust on gaseous diffusion. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20 : 1-5.

DORBATH C. (1979). Prospection électrique appliquée à la recherche d'eau sur la cuvette d'AGADES. *ORSTOM, NIAMEY, Multigr.*, 5 p., 5 fig.

DORRONSORO C., ORTEFA E., SIERRA C., DELGACO M. (1978). Micromorphometry of voids in olive grove soils. *In : Proc. Vth Int. Working Meeting of Soil Micromorphology. GRANADA.* 1303-1334.

DUBREUIL P. (1967). Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 4 (1) : 3-26, 41 ref.

DULEY F.L. (1939). Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 4 : 60-64.

DUMAS J. (1965). Relation entre l'érodibilité des sols et leurs caractéristiques analytiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 3 (4) : 307-333.

DURAND J.H. (1958). Les sols irrigables. Etude pédologique. *S.C.H.-S.E.S. ALGER, Multigr.*, 191 p.

EDWARDS W.M., LARSON W.E. (1969). Infiltration of water into soils as influenced by surface seal developpment. *Tr. of the A.S.A.E.*, 12 (4) : 463-470.

EDWARDS W.M., VAN DER PLOEG R.R., EHLERS W. (1980). Effect of hydraulic properties of crust and plow layer horizons on infiltration during heavy rainfall. *Z. Planzenern. Bodehk.* 143 : 84-92, 2 tabl., 4 fig., 10 ref.

EHLERS W. (1975). Observations on earthworm channels and infiltration on tilled nd untilled loess soil. *Soil Sci.*, 119, (3) : 242-249.

EHLERS W. (1977). Measurement and calculation of hydraulic conductivity in horizons of tilled and untilled loess- derived soil, GERMANY. *Geoderma*, 19 : 293-306, 19 ref.

EKERN C. (1956). Raindrop impact as the force initiating soil erosion. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 15 : 7-10.

ELLISON W.D. (1944). Studies of raindrop erosion. *Agr. Eng.*, 25 : 131-181.

ELLS J.E. (1965). Prevention of stand losses in tomato due to soil crust formation. *Ann. Soc. Hort. Sci.*, 87 : 433-437.

EL-SCHAFEI Y., FLECHTER J. (1979). A modification for the theoretical infiltration equation based on physical properties of soil. *Z. Planzenern-Bodenk.* 142 : 570-585, 13 fig., 15 ref.

EMERSON W.W., GRUNDY G.M.G. (1954). The effect of rate wetting on water uptake and cohesion of soil crumbs. *J. Agric. Sci.*, 44 : 249-253, 5 fig., 5 ref.

EMERSON W.W. (1967). A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Aust. J. Soil Res.*, 5 : 47-57.

EPSTEIN E., GRANT W.J., STRUCHTMEYER R.A. (1966). Effect of stones on runoff erosion and soil moisture. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30 (5) : 638-640, 9 ref.

EPSTEIN E., GRANT W.J. (1967). Soil losses and crust formation as related to some soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31 : 547-550.

EPSTEIN E., GRANT W.J. (1973). Soil crust formation as affected by rain drop impact. *In : Ecological Studies, Springe Verlog (edit.). BERLIN*, N° 4 : 195-201, 1 tabl., 6 fig., 8 ref.

ESCADAFAL R. (1981). L'étude de la surface du sol dans les régions arides (Sud tunisien). Recherches méthodologiques. *ORSTOM, GABES, Multigr.*, 64 p., 7 fig., 110 réf.

EVANS D.D., BUOL S.W. (1968). Micromorphological study of soil crusts. *Soil Sci. Soc. of Amer. Proc.*, 32 (1) : 19-22, 5 ref.

EVENARI M., YAALON D.H., GUTTERMAN Y. (1974). Note on soils with vesicular structure in deserts. *Z. Geomorph. N.F.*, 18 (2) : 163-172, 11 ref.

FALAYI O., BOUMA J. (1975). Relationship between the hydraulic conductance of surface crusts and soil management in a typic Hapludalf. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39 (5) : 957-963.

FARMER E.E. (1973). Relative detachability of soil particules by simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Amer. Porc.*, 37 : 629-633.

FARRELL D.A. (1972). The effect of soil crusts on infiltration : the effect of aggregate size and depth of tillage on steady infiltration through crust-topped tilled soils. *MED. FAC. LANDBOUW. SCHAF. RIJKSUNIV. GENT.*, 37 (3) : 1132-1149, 40 ref.

FARRELL D.A., LARSON W.E. (1972). Dynamics of the soil water system during a rainstorm. *Soil Sci.*, 113 (2) : 88-95.

FARRES P. (1978). The role of time and aggregate size in the crusting processes. *Earth surface Processes*, 3 : 243-254, 4 tabl., 8 fig., 19 ref.

FARRES P. (1980). Some observations of the stability of soil aggregates to raindrop impact. *CATENA*, 7 (3) : 223-232.

FATTON A. (1976). Influence de la nature de la fraction argileuse sur quelques caractéristiques mécaniques des matériaux granuleux. *Bull. Techn. du Génie Rural. ANTONY*, N° 119, Multigr., 67 p.

FAURE A. (1971). Contribution à l'étude du mécanisme du compactage des sols. *Ann. Agron.*, 22 (5) : 487-513, 5 tabl., 7 fig., 2 réf.

FEODOROFF A., RAFI M. (1963). Evaporation de l'eau à partir du sol nu. *Ann. Agron.*, 14 (4) : 601-613.

FEODOROFF A. (1965). Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Cas d'un sol initialement sec et d'un arrosage sans formation de plan d'eau en surface. *Ann. Agron.*, 16 (2) : 127-175, 16 (3) : 231-263, 38 réf.

FEODOROFF A. (1965). Mécanismes de l'érosion par la pluie. *Rev. de Géogr. phys. et de Géol. dyn.*, 7 (2) : 149-165.

FERRY D.M., OLSEN R.A. (1965). Orientation of clay particules as it relates to crusting of soil. *Soil Sci.*, 120 (5) : 367-375, 17 ref.

FIES J.C., HENIN S., MONNIER G. (1972). Etude de quelques lois régissant la porosité de matériaux meubles. *Ann. Agron.*, 23 (6) : 621-655.

FISCHER C. (1971). The New Quantimet 720. *The Microscope*, 19 : 1-20.

FLETCHER J.E., MARTIN W.P. (1948). Some effects of algae and molds in the rain crusts of desert soils. *ECOLOGY*, 29 (1) : 95-100, 13 ref.

FREE G.R. (1953). Compaction as a factor in soil conservation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17 : 68-70.

FREEZE R.A. (1980). A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Wat. Res. Res.*, 16 (2) : 391-408, 37 ref.

FREITAG D.R. (1968). Penetration tests for soil measurements. *Tr. of the A.S.A.E.*, 11 (6) : 751-753.

FREYBERG D.L., REEDER J.W., FRANZINI J.B., REMSON I. (1980). Application of the Green and Ampt model to infiltration under time-dependant surface water depths. *Wat. Res. Res.*, 16 (3) : 517-528, 14 fig., 32 ref.

GABRIELS D., MOLDENHAUER W.C. (1978). Size distribution of eroded material from similated rainfall : effect over a range of texture. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.*, 42 (6) : 954-958, 16 ref.

GABRILIDES S.T., ALEXIADIS C.A. (1963). Some measurements with a simple soil penetrometer. *J. of Agric. eng. Res.*, 8 : 262-266.

GARDNER W.R. (1970). Field measurement of soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34 : 832-833, 32 ref.

GAVAUD M. (1968). Les sols bien drainés sur matériaux sableux du NIGER. Essai de systématique régionale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 6 (3/4) : 271-307.

GERARD C.J. (1965). The influence of soil moisture, soil texture, drying conditions and exchangeable cations on soil strength. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29 (6) : 641-644.

GERMANN P., BEVEN K. (1981). Water flow in soil macropores. III. A statistical approach. *The J. of Soil Sci*, 32 (1) : 31-39, 3 tabl., 3 fig., 10 ref.

GHADIRI H., PAYNE D. (1977). Raindrop impact stress and the breakdown of soil crumbs. *The J. of Soil Sci.*, 28 (2) : 247-258, 4 tabl., 6 fig., 8 ref.

GHADIRI H., PAYNE D. (1981). Raindrop impact stress. *The J. of Soil Sci.*, 32 (1) : 41-49, 2 tabl., 4 fig.

GIFFORD G.F., BUSBY F.E., 1974. Intensive infiltrometer studies on o ploughed big sagebrush site. *J. of Hudrology*, 21 : 81-90.

GIFFORD G.F. (1976). Applicability of some infiltration formulae to rangeland infiltrometer data. *J. of Hydrology*, 28 : 1-11.

GIFFORD G.F., HAWKINS R.H. (1978). Hydrologic impact of grazing on infiltration : a critical review. *Wat. Res. Res.*, 14 (2) : 305-313, 3 tabl., 5 fig., 37 ref.

GILL W.R., MILLER R.D. (1956). A method for study of the influence of mechanical impedance and aeration on the growth of seedling roots. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20 : 154-157.

GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R. (1972). Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 9 (4) : 35-52.

GIRARD G. (1975 a). Application du modèle à discrétisation spatiale au bassin versant de l'oued GHORFA (MAURITANIE). *Cah. ORSTOM sér. Hydrol.*, 12 (3) : 167-188.

GIRARD G. (1975 b). Les modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulée en zone sahélienne et leurs contraintes. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 12 (3) : 189-221.

GIRARD G., RODIER J.A. (1979). Application des modèles mathématiques déterministes à l'étude des crues et de l'écoulement annuel. Zones sahéliennes. *I.A.H.S., Publ.* N° 128 : 65-77, 2 tabl., 4 fig., 7 réf.

GIRARD G. (1980). Application d'un modèle simplifié aux zones du Sahel. *La Houille Blanche*, 35 (4/5) : 305-313, 3 tabl., 7 fig.

GIRARD M.C. (1978). Emploi de la télédétection pour l'étude de l'humidité des sols. *La Houille Blanche*, 33 (7/8) : 533-550, 5 ref.

GOYAL M.R., NELSON G.L., CARPENTER T.C. (1979). Mechanical properties of soil crust. *Ann. Soc. of Agr. Eng. paper*, N° 79-1547, 16 p., 3 tabl., 4 fig., 8 ref.

GOYAL M.R., DREW L.O., NELSON G.L., LOGANT J. (1980). Critical time for soybean seedling emergence force. *Tr. of the A.S.A.E.* 23 (4) : 831-835, + 839, 3 fig., 23 ref.

GRANT D.R. (1975). Measurement of soil moisture near the surface using a neutron moisture meter. *The J. of Soil Sci.*, 26 : 124-129.

GREEN W.H., AMPT G.A. (1911). Studies on soil physics -1- The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4 : 1-24.

GREEN R.E. (1962). Infiltration of water into soils as affected by antecedent moisture. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30 : 15-19.

GREENE R.S.B., POSNER A.M., QUIRK J.P. (1978). A study of the coagulation of montmorillonite and illite suspension by calcium. Chloride using the election microscope. *In : Modification of Soil structure. EMERSON W.W., BOND R.D., DEXTER A.R. (edit.). WILEY. CHICHESTER, NEW-YORK, BRISBANE, TORONTO.* 35-40, 1 fig., 2 photos, 4 ref.

GREENE-KELLY R., MACKNEY D. (1970). Preferred Orientation of clay in soils : the effect of drying and wetting. *In : Agric. Res. Council Soil Survey. Tech. Monograph.* N° 2. HAPPENDEN, 43-52, 1 tabl., 3 fig., 2 photos, 16 ref.

GROUW F.R., REE W.O., LOESCH S.B., PAINE M.D. (1977). Evaluating components of the USDAHL hydrology model applied to grass land watersheds. *Tr. of the A.S.A.E.*, 20 (4) : 692-696.

GUERIF J., FAURE A. (1979). Rôle de la matière organique sur le comportement des sols au compactage. I. Etude statistique. *Ann. Agron.*, 30 (5) : 387-400, 5 fig., 13 ref.

GUIDI G., PAGLIAI M., PETRUZELLI G. (1978). Quantitative size evaluation of cracks and clods in artificially dried soil samples. *Geoderma*, 20 : 105-113.

HACHUM A.Y., ALFARO J.F. (1977). Water infiltration and run off under rain application. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 41, (5) : 960-966.

HACHUM A.Y., ALFARO J.F. (1978). A physically-based model to predict runoff under variable rain intensity. *Tr. of the A.S.A.E.*, 21 (3) : 500-504, 509.

HADAS A., HILLEL D. (1972). Steady-state evaporation through non homogeneous soils from a shallow water table. *Soil Sci.* 113 (2) : 65-73.

HALL M.J. (1971). A critique of methods of simulating rainfall. *Wat. Res. Res.*, 6 (4) : 1104-1114, 3 fig., 43 ref.

HANKS R.J., THORP F.C. (1956). Seedling emergence of wheat as related to soil moisture content, bulk density, oxygen diffusion rate, and crust strength. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20 : 307-310.

HANKS R.J., THORP F.C. (1957). Seedling emergence of wheat, grain sorghum and soybeans as influenced by soil crust str gth and moisture content. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21 (4) : 357-359.

HANKS R.J. (1960). Soil crusting and seedling emergence. *In : VIIth Intern. Congr. of Soil Sci. MADISON*, 1.34 : 340-346, 2 tabl., 4 fig., 9 ref.

HANKS R.J., BOWERS S.A. (1962). Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26 : 530-534.

HANNA L.W., SIAM N. (1980). The estimation of moisture content in the top 10 cm of soil using a neutron probe. *J. of Agric. Sci.*, 94 (1) : 251-253, 8 ref.

HANSON C.L. (1979). Simulation of arid rangeland watershed with the USDAHL-74 model. *Tr. of the A.S.A.E.*, 22 (2) : 304-309, 4 tabl., 7 fig., 9 ref.

HARRIS R.F., CHESTERS G., ALLEN O.N. (1966). Dynamics of soil aggregation. *Adv. Agronomy*, 18 : 107-169.

HARTMAN R., VERPLANCKE H., DE BOODT M. (1980). Water storage in a bare and cropped sandy loam soil. *CATENA*, 7 (2/3) : 125-134, 15 ref., 5 tabl., 7 fig.

HASSAN A.A. (1969). Vertical Distribution of exchangeable cations in soils of arid zones as an indication of the depth of water infiltration. *In : L'eau dans la zone non saturée. UNESCO (edit.)*, 2 : 650-657, 2 tabl., 4 fig., 9 ref.

HAUSER V.L., HILER E.A. (1975). Rainfall-induced runoff computed for fallow fields. *Tr. of the A.S.A.E.*, 18 (1) : 122-125.

HEGARTY T.W., ROYLE S.M. (1977). Portable load transducer penetrometer for soil strength studies. *Lab. Proct.*, 26 : 29-30.

HEGARTY T.W., ROYLE S.M. (1978). Combined effects of moisture content prior to compaction, compactive effort and rainfall quantity on soil crust strength. *The J. of Soil Sci.*, 29, (2) : 167-173, 18 ref.

HENDRICK J.G. (1969). Recording soil penetrometer. *J. Agric. Eng. Res.*, 14 (2) : 183-186.

HENIN S., MONNIER G. (1956). Evaluation de la stabilité de la structure du sol. *In : C.R. VI Congrès Intern. Sci. du Sol. PARIS*, Vol. B., 49-52.

HENIN S., GRAS R., MONNIER G. (1969). Le Profil Cultural. L'état physique du sol et ses conséquences agronomiques. *MASSON et Cie (édit.). PARIS.* 332 p.

HICKOK R.B., OSBORN H.B. (1969). Some limitations on estimates of infiltration as a basis for predicting watershed runoff. *Tr. of the A.S.A.E.*, 12 (6) : 798-800, + 803.

HILLEL D. (1960). Crust formation in loessial soils. *In : Proc. of the VII Intern. Congr. of Soil Sci. MADISON*, 330-336, 6 Fig., 4 ref.

HILLEL D. (1964). Infiltration and rainfall-runoff as affected by surface crusts. *In : Proc. of the VIIth Congr. Intern. Soil Sci. BUCHAREST*, I (7) : 53-61, 3 fig., 9 ref.

HILLEL D. et GARDNER W.R. (1969). Steady infiltration into crust topped profiles. *Soil Sci.*, 108 : 137-142.

HILLEL D. et GARDNER W.R. (1970). Transient infiltration Int. crust-topped profiles. *Soil Sci.*, 109 (2) : 69-76, 8 ref.

HILLEL D. (1974 a). L'eau et le sol. Principes et processus physiques. *Traduit en français par BACKER (de) L.W.- VANDER (edit.). LEUVEN, PARIS, BRUXELLES*, 288 p.

HILLEL D. (1974 b). Measurement of the unsaturated hydraulic conductivity of soil profiles in situ. *In : Proc. of the Xth Intern. Congr. of Soil Sci.*, 1 : 301-309, 21 ref.

HILLEL D., BERLINER P. (1974). Waterproofing surface-zone aggregates for water conservation. *Soil Sci*, 118 (2) : 131-135.

HILLS R.C. (1971). Lateral flow under cylinder infiltrometer : a graphical correction procedure. *J. of Hydrology*, 13 : 153-162.

HJULSTRØM F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bull. of the Geol. Inst. Univ. of UPSALA*, 25 : 293-305, et 442-452, 8 tabl., 18 fig., 20 ref.

HOEPFFNER M., LEGOULVEN P., DELFIEU J.M. (1980). La cuvette d'Agades. Etude hydrologique. *Campagne 1977. ORSTOM, NIAMEY, Multigr.*, 36 p., 15 tabl., 23 fig.

HOEPFFNER M., DUBEE G., PEPIN Y. (1980). La cuvette d'Agades. Etude hydrologique. *Campagne 1978. ORSTOM, NIAMEY, Multigr.*, 114 p., 23 tabl., 61 fig.

HOLDER C.B., BROWN K.W. (1974). Evaluation of simulated seedling emergence through rainfall induced soil crusts. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38 : 705-710, 20 ref.

HOLE F.D. (1961). A classification of pedoturbations and somes other processes and factors of soil formation in relation to isotropism. *Soil Sci.*, 91 : 375-377.

HOOGMOED W.B., BOUMA J. (1980). A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 44 (3) : 458-461, 11 ref., 1tabl.

HOORE (d') J.L. (1964). La carte des sols d'Afrique au 1/5 000 000. *Mémoire explicatif. Com. Coop. Techn. Afrique. LAGOS. Publ.* N° 93, 209 p.

HORTON R.E. (1940). An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 5 : 399-417.

HUDSON N.W. (1957). Erosion control research. Progress report on experiments at Henderson Research Station 1953-1956. *Rhad. Agric. J.*, 54 (4) : 297-323.

HUDSON N.W. (1973). Soil CONSERVATION. *BATSFORD (edit.). LONDON*, 320 p.

HUMBEL F.X. (1976). L'espace poral des sols ferralitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportements en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. *Trx et Doc. de l'ORSTOM. PARIS*, N° 54, 306 p., 32 tabl., 54 fig., 126 ref.

HUMBEL F.X. (1978). Caractérisation, par des mesures physiques, hydriques et d'enracinement, des sols de Guyane française à dynamique de l'eau superficielle. *Sci. du Sol*, (2) : 83-94, 1 tabl., 7 ref.

IDSO S.B., JACKSON R.D., REGINATO R.J., KIMBALI B.A., NAKAYANA F.S. (1975). The dependance of bare soil albedo on soil water content. *J. of Applied Meteorology*, 14 : 109-113, 7 fig., 15 ref.

IDSO S.B. (1977). A note on some recently proposed mechanism of genesis of deserts. *Quat. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 103 : 369-370, 1 fig., 5 ref.

ISMAIL S.N.A. (1975). Micromorphometric soil porosity characterisation by means of electro-optical image analysis (Quantimet 720). *th. Soil Survey Inst., Soil Survey paper* N°9, 104 p., 87 ref.

IVE J.R., ROSE C.W., WALL B.H., TORSEL B.W.R. (1976). Estimation and simulation of sheet run-off. *Aust. J. Soil Res.*, 14 : 129-138, 3 fig., 23 ref.

IVERSON R.M. (1980). Process of accelerated pluvial erosion on desert hillslopes modified by vehicular trafic. *Earth surface Processes*, 5 (4) : 369-388, 2 tabl., 8 fig., 63 ref.

JACKSON R.D., REGINATO R.J., VAN BAVEL C.H.M. (1965). Comparaison of measured and calculated hydraulic conductivities of unsaturated soils. *Wat. Res. Res.*, 1 : 375-380, 6 fig, 15 ref.

JACKSON R.D., IDSO S.B. (1975). Surface albedo and desertification. *Science*, 189 (4207) : 1012-1015.

JACOBSEN P. (1966). New developments in land terrace systems. *Tr. of the A.S.A.E.*, 9 : 576-577.

JAMES L.G., LARSON C.L. (1976). Modeling infiltration and redistribution of soil water during intermittent application. *Tr. of the A.S.A.E.*, 19 (3) : 482-488.

JARRETT A.R., FRITTON D.D. (1978). Effect of entrapped air on infiltration. *Tr. of the A.S.A.E.*, 21 (5) : 901-906.

JENSEN E.H., FRELICH J.R., GIFFORD R.O. (1972). Emergence force of forage seedling. *Agron. Journal.*, 64 : 635-639.

JOBBLING G.A., TURNER A.K. (1967). The simulation of infiltration for studies in overland flow. *C.R. Colloque Inter. d'hydrologie. FORT COLLINS.* 1 : 203-210, 3 ref.

JOHNS G.G., SMITH R.C.G. (1975). Accuracy of soil water budgets based on a range of relationships for the influences of soil water availability on actual water use. *Aust. J. Agric. Res.* 26 : 871-883.

JOHNSON W.M., Mc CLELLAND J.E., Mc CALEB S.A. (1960). Classification and description of soil pores. *Soil Sci.*, 89 : 319-321.

JONGERIUS A., HEINTZBERGER G. (1964). The preparation of mamoth-sized thin sections. *Neth. Soil Survey Inst., Soil Survey paper* N° 1, 38 p.

JONGERIUS A. (1970). Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. *GEODERMA*, 4 : 311-331, 7 fig., 3 tabl., 33 ref.

JONGERIUS A., SCHOONDERBEEK D., JAGER A., KOWALINSKI S. (1972). Electro-optical soil porosity inverstigation by means of Quantimet-B equipment. *GEODERMA*, 7 : 177-198.

JONGERIUS A. (1974). Recent developments in soil micromorphometry. *In : Proc. of the IV Intern. Working meeting on Soil Micromorphology. KINGSTON. RUTHERFORD G.K. (edit.)*, 67-83.

JONGERIUS A. (1975). Micromorphometric soil analysis by means of Quantimet 720. *In : Fortschritte des quantitativen Bildanalyse. Vortrage des IMANCO Symposium. Neth. Soil Survey Inst. Reprint* N° 118 : 161-185, 13 fig., 15 ref.

JONGERIUS A., HEINTZBERGER G. (1975). Methods in soil micromorphology. A techniques for the preparation of large thin sections. *Neth. Soil Survey Inst. Soil Survey paper* N°10, 47 p., 2 tabl., 22 fig., 61 ref.

KAMIL S., BERTRAND A.R. (1962). Effects of rainfall energy on the permeability of soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26 : 293-296, 1 tabl., 5 fig., 16 ref.

KA MELI D., YAALON D.H., RAVINA I. (1968). Dune sand and soil strata in Quaternary sedimentary cycles of the Sharon Castal plain. *Israel J. of Earth Sci.*, 17 : 45-53, 4 tabl., 3 fig., 18 ref.

KAARSTEN J.H.M., VAN DER VYVER C.J. (1979). The use of neutron moistures meter near the soil surface. *Agrochemophysica*, 11 : 45-49.

KAZO B. (1966). Determination of waterhousehold parameters of sloping soil surface measured by the aid of a rainfall simulator. *In : Res. Probl. Hungarian Applied Geography. BUDAPEST*, 111-123.

KHALID M., SMITH J.L. (1978). Control of furrow infiltration by compaction. *Tr. of the A.S.A.E.*, 21 (4) : 654-657.

KHEYRABI D., MONNIER G. (1968). Etude expérimentale de l'influence de la composition granulométrique des terres sur leur stabilité structurale. *Ann. Agron.*, 19 (2) : 129-152.

KINCAID D.C., SWANSON N.P. (1974). Rainfall runoff from irrigation furrows. *Tr. of the A.S.A.E.*, 17 (2) : 266-268.

KOSTIAKOV A.N. (1932). On the dynamics of the coefficient of water penetration in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Proc. of the VIth Com. Intern. Soil Sci., GRONINEN et MOSCOU* , 15-21.

KRAMER L.A., MEYER L.D. (1969). Small amounts of surface mulch reduce soil erosion and runoff velocity. *Tr. of the A. S.A.E.*, 12 (5) : 638-641 + 645, 2 tabl., 8 fig., 15 ref.

KUBIENA W.L. (1943). L'investigation microscopique de l'humus. *Z. Weltfastwrit*, 10 : 387-410.

KUTILEK M. (1974). Infiltration into crust-topped soil. *Polish Journal of Soil Science*. 7 (1) : 3-6, 6 ref.

KUTILEK M. (1980). Constant rainfall infiltration. *J. of Hydrology*, 45 (3/4) : 289-303, 2 tabl., 7 fig., 23 ref.

LAFFORGUE A., NAAH E. (1976). Exemple d'analyse expérimentale des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 13 (3) : 115-237, 20 tabl., 40 fig., 4 photos, 9 ref.

LAFFORGUE A. (1977). Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 14 (4) : 299-344, 31 fig., 21 ref.

LAL R. (1975). Role of mulching techniques in tropical soil and water management. *I.I.T.A. IBADAN, Techn. Bull.*, N° 1 : 38 p.

LAWRENCE G.P. (1977). Measurements of pore sizes in fine-textured soils. A review of existing techniques. *The J. of Soil Sci.*, 28 : 527-540, 1 tabl., 50 ref.

LEMOS P., LUTZ J.F. (1957). Soil crusting and some factors affecting it. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21 : 485-491, 33 ref.

LEPRUN J.C. (1978). Compte rendu de fin d'Etudes sur les sols et leur susceptibilité à l'érosion, les terres de cures salées, les formations de "brousse tigrée" dans le GOURMA. *ORSTOM/DGRST, PARIS, multigr.*, 45 p., 8 tabl., 13 fig., 6 photo., 34 réf.

LEPRUN J.C. (1979). Étude de l'évolution d'un système d'exploitation sahélienne au Mali. *Volet Pédologique. Rapport de Campagne 1979. ORSTOM/DGRST, PARIS, multigr.*, 27 p., 7 fig., 18 photo., 9 réf.

LEVEQUE A. (1975). Pédogénèse sur le socle granito-gneissique du TOGO. Différenciation des sols et remaniements superficiels. *Thèse es Sci. Nat. Univer. Louis PASTEUR. STRASBOURG. Tx et Doc. ORSTOM*, N° 108, 224 p.

LEVEQUE A. (1977). La fraction granulométrique argileuse. Les caractères essentiels de sa répartition dans les différents sols du socle granito-gneissique au TOGO. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 15 (2) : 109-130.

LEVEQUE A. (1978). Les concentrations du fer dans les sols développés sur le socle granito-gneissique au TOGO. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 16 (1) : 3-22.

LIBARDI P.L., REICHARDT K., NIELSEN D.R., BIGGAR J.W. (1980). Simple fiels methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 44 (1) : 3-7, 6 fig., 10 ref.

LINDSTROM M.J., VOORHEES W.B. (1980). Planting wheel traffic effects on interrow runoff and infiltration. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.*, 44 (1) : 84-88.

LOLE B.S., KHANVICKAR T.V., MISHRA V.K. (1970). Hydraulic conductivity in relation to some physical characterisatics of soils. *J. of Soil and Water Cons. in India*, 18 (1/2) : 45-50.

LOOPE L., GIFFORD G.F. (1972). Influence of a soil microfloral crust on select properties of soils under pinyon-juniper in Southeastern Utah. *J. of Soil and Water Cars*, 27 (4) : 164-167.

LUK S.H. (1979). Effect of soil properties on erosion by wash and splash. *Earth surface Processes*, 4 : 241-255.

LYLE W.M., SMERDON E.T. (1965). Relation of compaction and other soil properties to erosion resistance of soils. *Tr. of the A.S.A.E.*, 8 (3) : 419-422.

Mc CALLA T.M. (1944). Water drop method of determining stability of soil structures. *Soil Sci.*, 85 : 117-123.

Mc COWN R.L. (1973). A simple soil water simulation model for assessing the irrigation requirements of wheat. *Israel J. Agric. Res.*, 22 : 201-213.

Mc INTYRE D.S. (1958 a). Permeability measurements of soil crusts formed by impact. *Soil Sci.*, 85 : 185-189.

Mc INTYRE D.S. (1958 b). Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impacts. *Soil Sci.*, 85 : 261-266.

MAERTENS C. (1964). La résistance des sols à la pénétration, ses facteurs et son influence sur l' enracinement. *Ann. Agron.*, 15 (5) : 539-554, 5 tabl., 9 fig., 7 ref.

MANIERE G. (1973). Contribution à l'étude des horizons superficiels d'un sol complanté de vigne et désherbé chimiquement. Utilisation de la méthode Proctor. *Thèse Univ. des Sci. et Techn. du LANGUEDOC.*

MANNERING J.V., MEYER D.L. (1963). The effects of various rates of surface mulch on infiltration and erosion. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27 (1) : 84-86.

MANNERING J.V., MEYER L.D., JOHNSON C.B. (1966). Infiltration and erosion as affected by minimum tillage for corn (Zea mays. L.). *Soil Soc. Amer. Proc.*, 30 (1) : 101-105.

MARSHALL T. (1958). A relation between permeability and size distribution of pores. *The J. of Soil Sci.*, 9 (1) : 1-8.

MARTY J.R., COUREAU M. (1969). Influence du système de culture sur l'écoulement de l'eau dans un sol mal structuré. *Ann. Agron.*, 20 (4) : 361-369.

MAZURAK A.M., MOSHER P.N. (1968). Detachment of soil particules in simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32 : 716-719.

MEESTER (de) T., IMESON A.C., JUNGERIUS P.D. (1977). Some problems in assessing soil loss from small scale field measurements. *In : Proc. Intern. Conf. on Role of soil physical properties in maintaining productivity of Tropical soils. IITA, IBADAN*, 17 p.

MEIN R.G., FARRELL D.A. (1974). Determination of wetting from suction in the GREEN and AMPT equation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38 : 872-876.

MERMUT A., JONGERIUS A. (1980). A micromorphological analysis of regrouping phenomena in some Turkish soils. *GEODERMA*, 24 (2) : 159-175, 1 tabl.

MEYER L.D., Mc CUNE D.L. (1958). Rainfall simulator for runoff plots. *Ag. Eng.*, 39 (10) : 644-648.

MEYER L.D. (1965). Simulation of rainfall for soil erosion research. *Tr. of the A.S.A.E.*, 8 (1) : 63-65.

MEYER L.D., MONKE E.J. (1965). Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. *Tr. of the A.S.A.E.*, 8 (4) : 572-680.

MEYER L.D., JOHNSON C.B., FOSTER G.R. (1972). Stone and woodchip mulches for erosion control on construction sites. *J. of Soil and Water Cons.*, 27 (6) : 264-269.

MEYERS L.E. (1967). Recent advances in water harvesting. *J. of Soil and Water Cons.*, 22 : 95-97.

MIHARA Y. (1951). Raindrops and soil erosion. *National Inst. of Agric. Sci. JAPAN*, 44-55.

MILLER D.E., GARDNER W.H. (1962). Water infiltration into stratified soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26 (2) : 115-119, 7 fig., 7 ref.

MILLINGTON R.J., QUIRK J.P. (1959). Permeability of porous media. *NATURE*, 183 : 387-388.

MOLDENHAUER W.C., LONG D.C. (1964). Influence of rainfall energy on soil loss and infiltration rates. Effect over a range of texture. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28 : 813-817.

MOLDENHAUER W.C., KOWARA J.K. (1968). Effect of initial clod size on characteristics of splash and wash erosion. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32 (6) : 875-879, 11 ref.

MOLDENHAUER W.C., KEMPER W.D. (1969). Interdependance of water drop energy and clod size on infiltration and clod stability. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33 (2) : 297-301, 8 fig., 17 ref.

MONKE E.J., MARELLI H.J., MEYER L.D., DELONG J.F. (1977). Runoff, erosion and nutrient movement from interril areas. *Tr. of the A.S.A.E.*, 20 (1) : 58-61.

MONNIER G. (1965). Action des matières organiques sur la stabilité structurale des sols. *Ann. Agron.*, 16 : 327-400, 471-534.

MONTEITH N.W. (1974). The role of surface roughness in runoff. *Soil Cons. Journal of New South Wales. AUSTRALIA* , 30 : 42-45, 3 fig., 7 ref.

MOREL-SEYTOUX H.J. (1975). Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 5 partie : Le cas de la pluie. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 12 (4) : 227-233, 7 ref.

MORGAN R.P.C. (1979). Soil erosion. *LONGMAN (edit.). LONDON, NEW-YORK*, 113 p.

MORIN J., GOLDBERG D., SEGINIER I.(1967). A rainfall simulator with a rotating disk. *Tr. of the A.S.A.E.*, 10 (1) : 74-79.

MORIN J., BENYAMINI Y. (1971). Rainfall infiltration into bare soils. *Wat. Res. Res.*, 13 (5) : 813-81 , 6 ref.

MORTON C.T., BUCHELE W.F. (1960). Emergence energy of plant seedlings. *Agr. Eng.*, 41 : 428-431, 453-455.

MOSKOVKIN V.M., GAKHOV V.F. (1979) Physical aspects of raindrop erosion. *Soviet Soil Sci.*, 11 (6) : 716-717, 24 ref.

MOSTA GHIMI S., MITCHELL J.K. (1979). Peak runoff model comparaison and optimization on central ILLINOIS watersheds. *A.S.A.E. paper* N° 79 : 2040, 15 p., 9 ref.

MOTT J.J., Mc KEON G.M., MOORE C.J. (1976). Effects of seed bed conditions on the germinations of four Stylosanthes species in the Northern Territory. *Aust. J. Agric. Res.*, 27 : 811-823.

MOTT J., BRIDGE B.J., ARNDT W. (1979). Soil seals in tropical tall gass pastures of Northern Australia. *Aust. J. Soil Res.*, 30 : 483-494, 6 tabl., 3 fig., 42 ref.

MUCHER H.J. (1973). Micromorphology of slope deposits : the necessity of a classification. *Proc. of the IVth Intern. Work. Meeting. TORONTO*, 553-567, 29 ref.

MUM D.A., Mc LEAN E.O., RAMIREZ A., LOGAN T.J. (1973). Effect of soil, cover, slope and rainfall factors in soil and phosphorus movement under simulated rainfall conditions.*Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37 (3) : 428-431.

MUNN J.R., HUNTINGTON G.L. (1976). A portable rainfall simulator for erodibility and infiltration measurements on rugged terrain. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 40 (4) : 622-624, 17 ref.

MURPHY C.P., BULLOCK P., TURNER R.M. (1977). The measurements and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. I : Principles and Techniques. *The J. of Soil Sci.*, 28 : 498-508.

MURPHY C.P., BULLOCK P., BISWELL K.J. (1977). The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. II : Applications. *The J. of Soil Sci.*, 28 : 509-518.

MURPHY C.P., BANDIELD C.F. (1978). Pore space variability in a subsurface horizon of two soils. *The J. of Soil Sci.*, 29 : 156-166.

MUTCHLER C.K., MOLDENHAUER W.C. (1963). Application for laboratory rainfall simulator. *Tr. of the A.S.A.E.*, 6 (3) : 220-222.

MUTCHLER C.K., HERMSMEIER L.F. (1965). A review of rainfall simulators. *Tr. of the A.S.A.E.*, 8 (1) : 67-68, 31 ref.

MUTCHLER C.K., LARSON C.L. (1971). Splash amounts from waterdrop impact on a smooth surface. *Wat. Res. Res.*, 7 (1) : 195-200, 3 tabl., 3 fig., 5 ref.

NAHAL I. (1975). Principes de conservation du sol. *MASSON et Cie (edit.), PARIS*, 143 p.

NAKANO M. (1980). Pore volume distribution and curve of water content versus sucction of porous body : 3. The effect of pore structure. *Soil Sci.*, 130 (1) : 7-10, 9 ref.

NASSIF S.H., WILSON E.W. (1975). The influence of slope and rain intensity on runoff and infiltration. *Bull. Sc. Hydrol.*, 20 (4) : 539-553, 5 ref.

NATHANI G.P., SHARMA D.L., NAGAR R.P. (1978). Infiltration studies on the soils of CHAMBAL COMMAND AREA KOJA-RAJASTHAN. *J. of soil and water Conservation in India*. 28 (1/4) : 55-60, 1 tabl., 1 fig., 3 ref.

NICOU R. (1975). Le problème de la prise en masse à la dessication des sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche. *Agron. Trop.*, 30 (4) : 325-343, 5 tabl., 6 fig., 12 ref.

OHMES F.E., MANGES H.L. (1977). Estimating runoff from furrow irrigation. *Tr. of the A.S.A.E.*, 20 (6) : 1089-1092.

OLMEDO PUJOL (de) J. (1978). Estudio de la porosidad de una tierra negra andaluza mediante sistemas optico-electronicos de analysis de imagenes. *An. Edafol. y Agrobiol.*, (3/4) : 221-229, 1 tabl., 4 fig., 6 ref.

OSBORN H.B., SIMANTON J.R., RENARD K.G. (1976). Use of the universal soil loss equation in the semi-arid South-West. *In : Soil erosion : Prediction and Control. Soil Cons. Soc. of Amer. (edit.)*, 41-49, 2 tabl., 9 fig., 13 ref.

OTTERMAN J. (1975). Surface albedo and desertification. *SCIENCE*, 189 (4207) : 1012-1015.

PAGE E.R., QUIRK M.J. (1978). A comparison of the effectiveness of organic polymers as soil anti-crusting agents. *J. Sci. Fd. Agric.*, 30 : 112-118.

PAGE E.R. (1979). The effect of poly (vinylalcohol) on the crust strength of silty soils. *The J. of Soil Sci.*, 30 (4) : 643-651, 23 ref.

PAGLIAI M., LA MARCA M. (1979). Micromorphological study of soil crusts. *Agrochimica*, 23 (1) : 16-24, 1 tabl., 4 fig., 6 ref.

PAGLIAI M., GUIDI G., LA MARCA M. (1980). Macro and micromorphometric investigations on soil-dextran interractions. *The J. of Soil Sci.*, 31 : 493-504, 17 ref.

PALETSKAYA L.N., LAVROV A.P., KOGAN S.I. (1958). Pore formation in takyr crust. *Soviet Soil Sci.*, 3 : 245-250, 1 tabl., 2 fig., 11 ref.

PALL R., MOSHENIN N.N. (1980). Permeability of porous media as a function of porosity and particule size distribution. *Tr. of the A.S.A.E.*, 23 (3) : 742-745, 1 tabl., 2 fig., 21 ref.

PALMER R.S. (1962). An apparat s for forming waterdrops. *New Hampshire Agric. Exp. St. Res. Report* N° 63, 28 p., 5 tabl., 20 fig., 15 ref.

PALMER R.S. (1965). Waterdrop impact forces. *Tr. of the A.S.A.E.*, 8 (1) : 69-72, 1 tabl., 10 fig., 4 ref.

PARKER J.J., TAYLOR H.H. (1965). Soil strength and seedling emergence. I. Soil type, moisture tension, temperatu and planting depth effects. *Agron. J.*, 57 (3) : 289-291, 6 ref.

PARR J.F., BERTRAND A.R. (1960). Water infiltration into soils. *Adv. Agron.*, 12 : 311-363.

PASHKOVSKIJ I.S. (1978). Un modèle d'infiltration dans un milieu à macrocapillaires. *Bull. du B.R.G.M., 2 séri.*, III (1) : 29-34, 3 fig., 7 ref.

PEREIRA H.C. (1956). A rainfall test for structure of tropical soils. *J. of Soil Sci.*, 7 : 68-75.

PERRIER A. (1973). Bilan hydrique de 1'assolement blé-jachère et évaporation d'un sol nu, en région semi-aride. *In : Réponse des plantes aux facteurs climatiques. Actes du Colloque d'UPSALA. UNESCO (édit.). PARIS*, 477-487, 6 fig., 20 ref.

PHILIPP J.R. (1954). An infiltration equation with physical significance. *Soil Sci.*, 77 : 153-157.

PHILIPP J.R. (1957). The theory of infiltration : 5. The influence of the critical moisture content. *Soil Sci.*, 83 : 345-357, 84 : 329-337.

PHILIPPS R.E., KIRKHAM D. (1962) Soil compaction in the field and corn growth. *Agron. J.*, 54 : 29-34.

PIAS J. (1979). Rapport sur l'implantation d'emplacements de profils hydriques dans la cuvette d'Agades. *ORSTOM, PARIS, Multigr.*, 14 p., 4 tabl., 1 carte.

PIOGER R. (1952). Mesures d'infiltration sur le terrain. Interprétation des résultats. *E.N.A. GRIGNON, Multigr.*, 27 p.

PLANHOL (de) X., ROGNON P. (1970). Les zones tropicales arides et subtropicales. *Armand COLLIN (édit.). Coll. U., PARIS,* 488 p.

PLOEY (de) J., MOYERSONS J. (1975). Runoff creep of coarse debris : experimental data and some field observations. *CATENA,* 2 : 272-288, 3 fig., 7 photos, 16 ref.

PLOEY (de) J. (1978). A consistency index for the prediction of surface crusting on belgian loamy soils. *In : Actes du Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. VOGT H. et VOGT T.(edit.),* 135-137, 4 fig.

PLOEY (de) J. (1980). Crusting and time dependant rainwash mechanisms on loamy soil. *In : Soil Conservation : Problems and prospects. NEW-YORK, BRISBANNE. TORONTO.*, 140-152, 6 fig., 25 ref.

POESSEN J., SAVAT J. (1981). Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. II : Detachability and transportability measurements. *CATENA,* 8 (1) : 19-41, 2 tabl., 11 fig., 4 photos, 50 ref.

POSS R. (1978). La dynamique de l'eau saturante dans les sols de la périphérie d'un inselberg, en milieu ferralitique de transition. (Nord Côte d'Ivoire). Typologie des sols et tests hydrodynamiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 16 (2) : 131-154, 9 tabl., 12 fig., 27 ref.

POUYAUD B., CHARTIER R. (1971). Méthode thermodynamique de mesure de l'humidité des sols. *Cah. ORSTOM, sér., Hydrol.*, 8 (1) : 65-98.

POUYAUD B. (1975). La mesure de l'humidité du sol par chocs thermiques. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 12 (4) : 259-284, 13 fig.

POUYAUD B., CHEVALLIER P., VALENTIN C. (1980). Notice d'utilisation de l'humidimètre à chocs thermiques. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 16 p., 3 tabl., 6 fig.

QUANTIN P., COMBEAU A. (1962). Relation entre érosion et stabilité structurale. *C.R. Ac. Sci.*, 254 : 1855-1857.

QUIRK J.P. (1978). Some physico-chemical aspects of soil structural stability. A review. *In : Modification of Soil Structure. EMERSON W.W., BOND R.D., DEXTER A.R. (edit.). WILEY. CHICHESTER. NEW-YORK. BRISBANE. TORONTO.*, 3-16, 2 fig., 2 photos, 62 ref.

RAATS P.A.C. (1974). Steady infiltration into crusted soils. *Proc. of the Xth Intern. Congr. of Soil Sci., MOSCOU*, 1 : 75-80, 3 fig., 4 ref.

RADWANSKY S.A. (1968). Field observations of some physical properties in alluvial soils of arid and semi-arid regions. *Soil Sci.*, (106) 4 : 314-316, 6 ref.

RANGANATHA B.R., SATYANARAYANA T. (1979). Effect of clay and sesquioxydes on soil crust and its influence on seedling emergence. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 27 (3) : 242-245, 3 tabl., 1 fig., 7 ref.

RAO P.V., KAILASA REDDY K., DOHAREY (1980). Heat exchange in upper layersof sandy loam gangetic alluvialsoil. *J. of the Indian Soc. of Soil Sci.*, 28 (1) : 19-23, 4 fig., 4 ref.

RASCLE P. (1980). Calcul des indices d'humidité des sols dans le bassin versant du Gardon d'Anduze à partir de données météorologiques. *LA HOUILLE BLANCHE*, 35 (4/5) : 275-278, 4 fig.

RAWITZ E., MARGOLIN M., HILLEL D. (1972). An improved variable-intensity sprinkling infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36 (3) : 533-535.

REDLICH G.C. (1940). Determination of soil structure by microscopical investigation. *Soil Sci.*, 50 : 3-13.

REEDER J.W., FREYBERG D.L., FRANZINI J.B., REMSON I. (1980). Infiltration under rapidly varying surface water depths. *Wat. Res. Res.*, 16 (1) : 97-104, 7 fig., 18 ref.

RICHARDS L.A. (1953). Modulus of rupture as an index of crusting of soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17 : 321-323.

RICHARDSON C.W., BAIRD R.W., SMERDON E.T. (1969). Computer methods for predicting storm hydrographs based on antecedent soil moisture. *Tr. of the A.S.A.E.*, 12 (2) : 266-269.

RIOU C. (1966). Quelques relations entre pluie, ruissellement et infiltration, obtenues en laboratoire sur des échantillons initialement secs. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 1 (5) : 31-48.

RIOU C., LAGOUARDE J.P., CHARTIER R. (1979). Evaporation du sol nu en zone semi-aride et en conditions hivernales. Relations avec l'albédo et la température de la surface du sol. *Ann. Agron.*, 30 (4) : 347-361.

RODIER J., AUVRAY C. (1965). Estimation des débits de crues décennales pour des bassins versants de superficie inférieure à 200 km2 en Afrique Occidentale. *ORSTOM-CIEH., PARIS, Multigr.*, 30 p.

RODIER J.A. (1975). Evaluation de l'écoulement annuel du Sahel tropical africain. *Trx et Doc., ORSTOM, PARIS*, N° 46, 121 p.

ROGERS R.W. (1972). Soil surface lichens in arid and subarid south-eastern Australia. I : Introduction and floristics. *Aust. J. of Botany*, 20 : 197-213.

ROMKENS M.J.M., ROTH C.B., NELSON D.W. (1977). Erodibility of selected clay subsoils in relation to physical and chemical properties. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 41 (5) : 955-960.

ROOSE E. (1974). Conséquences hydrologiques des aménagements anti-érosifs. *In : XIIIe Journées de l'hydraulique. PARIS*, 10 : 6 p.

ROOSE E. (1976 a). Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Trx et Doc. ORSTOM, PARIS*, N° 78, 108 p.

ROOSE E. (1976 b). Use of universal soil loss equation to predict erosion in West Africa. *In : Soil erosion. Prediction and control. Soil Cons. Soc. of Amer. (edit.). Spec. Publ.*, N° 21 : 60-74, 7 tabl., 1 fig., 46 ref.

ROOSE E. (1976 c). Contribution à l'étude de l'influence de la mésofaune sur la pédogénèse actuelle en milieu tropical. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 56 p., 13 fig., 50 réf.

ROSE C.W. (1961). Rainfall and soil structure. *Soil Sci.*, 91 (1) : 49-54, 4 tabl., 3 fig., 10 ref.

ROSE C.W. (1962). Some aspects of rainfall, radiant drying, and soil factors on infiltration under rainfall into soils. *The J. of Soil Sci.*, 13 : 286-298.

ROSE C.W., DEGG J.E., BYRNE G.F., TORSELL B.W.R., GONCZ J.H. (1972). A simulated model of growth field environment relations for Townsville stylo (Stylosanthes humilis H.B.K.). *Agric. Meteorol.*, 10 : 161-183.

ROSE D.A. (1969). Water transport in soils by evaporation and infiltration. *In : L'eau dans la zone non saturée. Actes du Symposium de WAGENINGEN. UNESCO (edit.). PARIS*, Vol. 1 : 171-180, 1 tabl., 6 fig., 2 ref.

ROY B., CHATTERJEE B.N. (1969). Infiltration capacity of soil under different land use. *J. of Soil and Water Cons. in India.* 17 (3/4) : 85-87.

ROYER J.M., VACHAUD G. (1974). Détermination directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mesure des teneurs en eau et des succions. *Bull. des Sci. Hydrol.*, 19 : 319-333, 1 tabl., 8 fig., 12 réf.

RUBIN J. (1966). Theory of rainfall uptake by soils initially drierthan their field capacities and its applications. *Wat. Res. Res.*, 2 (4) : 739-749.

RUBIN J. (1969). Numerical analysis of ponded rainfall infiltration. *In : L'eau dans la zone non saturée. Actes du Symposium de WAGENINGEN. UNESCO (edit.). PARIS*, Vol. 1 : 440-450, 5 fig., 8 ref.

RUSSEL E.W. (1973). Soil conditions and plant growth. *LONGMAN (edit.). LONDON*, 850 p.

SAHA R., TRUPATHI R.P. (1979). Effect of temperature on hydraulic conductivity of soil. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 27 (3) : 220-224, 1 tabl., 2 fig., 13 ref.

SAHI B.P., PENDEY R.S., SINGH S.N. (1976). Studies on water stable aggregates in relation to physical constants and erosion indices of alluvial and sedentary soils of Bihar. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 24 (2) : 123-128, 3 tabl., 11 ref.

SAVAT J. (1977). The hydraulics of sheet flow on a smooth surface and the effect of simulated rainfall. *Earth surface Processes*, (2) : 125-140, 18 ref., 9 fig.

SAVAT J., POESEN J. (1981). Detachments and transportation of loose sediments by raindrop splash. I : The calculation of absolute data on detachability. *CATENA*, 8 (1) : 1)17, 4 tabl., 7 fig.

SCHEIDEGGER A.E. (1953). Theoretical models of porous maters. *Producers Monthly*, 17 (10) : 17.

SCHEIDEGGER A.E. (1974). The physics of flow through porous media. *3nd ed. Univ. of TORONTO Press (edit.à*, 353 p.

SEGINER I., MORIN J., SACHORI A. (1962). Runoff and erosion studies in a mountainous terrarossa region in Israël. *Bull. Intern. As. Sci. Hydrol.*, 7 : 79-92.

SEGINER I., MORIN J. (1970). A model of surface crusting and infiltration of bare soils. *Wat. Res. Res.*, 6 : 629-633, 6 ref.

SEWELL J.I., MOTE C.R. (1969). Liquid-limit determination for indicating effectiveness of chemicals in pond sealing. *Tr. of the A.S.A.E.*, 12 (5) : 611-613.

SHACORI A., SEGINER J. (1962). Sprinkling assembly for simulation of design storms as a mean for erosion and runoff studies. *Bul. Intern. As. Sci. Hydrol.*, 7 : 57-72.

SHANAN L., EVENARI M., TADMOR N. (1970). Ancient technology and modern science applied to desert agriculture. *EKISTICS*, 29 : 267-270.

SHARMA D.P., AGROWAL R.P. (1978). Effect of initial moisture content and conditions of drying on crust strength. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 26 (3) : 254-256, 1 tabl., 1 fig., 7 ref.

SHARMA D.P., AGRAWAL R.P. (1979). Modulus of rupture of soil as affected by temperature and rate of drying,wetting and drying cycles, moisture content and method of saturation. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 27 (4) : 361-368, 14 ref.

SHARMA D.P., AGRAWAL R.P. (1980).Physicochemical properties of soil crust and their relationship with the modulus of rupture in alluvial soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 28 (1) : 119-121, 2 tabl., 9 ref.

SHARMA M.L., GANDER G.A., HUNT C.G. (1980). Spatial variability of infiltration in a watershed. *J. of Hydrology*, 45 (1/2) : 101-122, 34 ref.

SHU TUNG CHU (1978). Infiltration during an unsteady rain. *Wat. Res. Res.*, 14 (3) : 461-466.

SIEMENS J.C., OSCHWALD W.R. (1976). Erosion for corn tillage systems. *Tr. of the A.S.A.E.*, 19 (1) : 69-72, 6 tabl., 3 fig., 14 ref.

SINGER M.J., HUNTINGTON G.L., SKETCHLEY H.R. (1976). Erosion prediction on California rangeland : research developments and needs. *In : Soil erosion : Prediction and Control Soil Cons. Soc. of Amer. (edit.), Spec. Publ.* N° 21 : 143-151.

SINGER M.J., BLACKARD J. (1971). Evaluation of wild oat straw as a soil erosion retardant using simulated rainfall. *Agron. Journal*, 69 : 811-814.

SINGER M.J., BLACKARD J., GILLOGLEY E., ARULANANDAN K. (1978). Engineering and pedological properties of soils as they affect soil erodibility. *Calif. Wat. Res. Center. Report* N° 166, 32 p., 17 Tabl., 18 fig., 88 ref.

SINGER M.J., MATSUDA Y., BLACKARD J. (1981). Effect of mulch rate on soil loss by raindrop splash. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 45 : 107-110.

SKAGGS R.W., HUGGINS L.E., MONKE E.J., FOSTER G.R. (1969). Experimental evaluations of infiltration equations. *Tr. of the A.S.A.E.*, 12 (6) : 822-828.

SLACK D.C. (1980). Modeling infiltration under moving sprinkler irrigation systems. *Tr. of the A.S.A.E.*, 23 (3) : 596-600, 21 ref. 3 fig., 3 tabl.

SMITH R.E. (1976). Approximations for vertical infiltration rate patterns. *Tr. of the A.S.A.E.*, 19 (3) : 505-509.

SMITTLE D.A., WILLIAMSON R.E. (1977). Effect of soil compaction on nitrogen and water use efficiency, root growth, yield, and fruit shape of pickling cucumbers. *J. Amer. Soc., Hortic. Sci.*, 102 (6) : 822-825, 3 tabl., 16 ref.

SOANE B.D., CAMPBELL D.J., HERKES S.M. (1972). The characterisation of some scottish arable top soil by agricultural engineering methods. *The J. of Soil Sci.*, 23 : 93-104, 4 tabl., 26 ref.

SOOD M.C., CHAUDHARY T.N. (1980). Soil erosion and runoff from a sandy loam soil in relation to initial clod size, tillagetime moisture and residue mulching under simulated rainfall. *J. of Indian Soc. Soil Sci.*, 28 (1) : 24-27, 2 tabl., 11 ref.

SPRINGER M.E. (1958). Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of the LAKONTAN basin. NEVADA. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 22 : 63-66.

STACKMAN W.P. (1969a).Determination of pore size by air bubling pressure method. *In : L'eau dans la zone non saturée. Actes du symposium de WAGENINGEN. UNSECO (edit.)*, Vol. 1, 366-372, 2 fig., 16 ref.

STACKMAN W.P. (1969b).Relation between particule-size, and hydraulic conductivity of sand separates.*In : L'eau dans la zone non saturée. Actes du symposium de WAGENINGEN. UNESCO (edit.)*, Vol. 1 : 373-384, 2 tabl., 6 fig.

STENGEL P. (1979). Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. *Ann. Agro.*, 30 (1) : 27-52, 6 tabl., 11 fig., 19 ref.

STOOPS G., JONGERIUS A. (1975-1977). Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I and II. *GEODERMA*, 13 (3) : 189-199, 5 ref, 19 (3) : 246-249, 6 ref.

STOUT B.A., BUCHELE W.F., SNYDER F.W. (1961). Effect of soil compaction on seedling emergence under simulated field conditions. *Agric. Eng.*, 42 (2) : 68-71, 15 ref.

SWANSON N.P. (1965). Rotating boom rainfall simulator. *Tr. of the A.S.A.E.*, 8 (1) : 71-72.

SWANSON N.P., DEDRICK A.R. (1967). Soil particules and aggregates transported in water runoff under various slope conditions using simulated rainfall. *Tr. of the A.S.A.E.*, 10 (2) : 246-247.

SWARTZENDRUBER D. (1974). Infiltration of constant flux rainfall into soil as analysed by the approach of GREEN and AMPT. *Soil Sci.*, 117 (5) : 272-281.

SWARTZENDRUBER D., YOUNGS E.G. (1974). A comparison of physically-based infiltration equations. *Soil Sci.*, 117 (3) : 165-167, 1 fig., 10 ref.

SWARTZENDRUBER D., HILLEL D. (1975). Infiltration and runoff for small field plots under constant intensity rainfall. *Wat. Res. Res.*, 11 (3) : 445-451.

TACKETT J.L., PEARSON R.W. (1964 a). Some characteristics of soil crust formed by simulated rainfall. *Soil Sci.*, 99 (6) : 407-413, 4 tabl., 3 fig., 13 ref.

TACKETT J.L., PEARSON R.W. (1964 b). Oxygen requirements of cotton seedling roots for penetration of compacted soil cores. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28 : 600-605.

TADMOR N.H., SHANAN L. (1969). Runoff inducement in an arid region by removal of vegetation. *Soil Sci. Soc. of Amer. Proc.*, 33 (5) : 790-794.

TALINEAU J.C. (1969). Remarques sur quelques méthodes de détermination de la vitesse de filtration de l'eau dans un sol. *Agron. Trop.*, 24 (12) : 1169-1176, 6 ref.

TAYLOR H.M., BURNETT E. (1964). Influence of soil strength on root-growth habits of plants. *Soil Sci.*, 98 : 174-180.

TAYLOR H.M., PARKER J.J., ROBERSON G.M. (1966). Soil strength and seedling emergence relation. A generalised relation for Graminea. *Agron. J.*, 58 : 393-395.

TESSIER D., BERRIER J. (1979). Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents pF. *Sci. du Sol*, (1) : 67-81, 3 tabl., 6 fig., 15 ref.

TESSIER D. (1980). Sur la signification de la limite de retrait dans les argiles. *C.R.Acad. Sci., PARIS*, 291 (D) : 377-380, 2 tabl., 1 fig., 6 ref.

TESSIER D., PEDRO G. (1980). Sur les propriétés de gonflement des argiles dans les sols. *C.R.Acad. Sci., PARIS*, 291 (D) : 461-464, 2 tabl., 1 fig., 3 ref.

TESSIER D., PEDRO G., CAMARA L. (1980). Sur le comportement hydrique et l'évolution de l'organisation des argiles (kaolinites et smectites) au cours de la dessication et de la réhumectation. *C.R.Acad. Sci., PARIS,* 290 (D) : 1169-1172, 2 fig., 7 ref.

TOWNER G.D., CHILDS E.C. (1972). The mechanical strength of unsaturated porous granular material. *The J. of Soil Sci.,* 23 (4) : 481-498.

THIRRIOT C. (1980). Le devenir prochain de la pluie : infiltration ou ruissellement. *LA HOUILLE BALNCHE,* 35 (4/5) : 259-265, 2 fig., 7 ref.

THIRRIOT C., KARALIS T. (1980). Quelques expériences sur la rhéologie des argiles sèches et humides. *Rhéol. Acta,* 19 : 124-132, 2 tabl., 8 fig., 8 ref.

TOOGOOD J.A. (1978). Relation of aggregate stability to properties of Alberta soils. *In : Modification of Soil Structure. EMERSON W.W., BOND R.D., DEXTER A.R. (edit.). WILEY. CHICHESTER, NEW-YORK, BRISBANE, TORONTO,* 211-215, 1 tabl., 1 photo, 7 ref.

TRICKER A.S. (1978). The infiltration cylinder : some comments on its use. *J. of Hydrology,* 36 : 383-391, 10 ref., 5 fig.

TRICKER A.S. (1979). The design of a portable rainfall simulator infiltrrometer. *J. of Hydrology,* 41 : 143-147.

VACHAUD G., VAUCLIN M., COLOMBANI J. (1981). Bilan hydrique dans le Sud Tunisien. Caractérisation expérimentale des transports dans la zone non saturée. *J. of Hydrology,* 49 (1/2) 31-52.

VACHIER P., CAMBIER P., PROST R. (1979). Structure d'un milieu poreux : la craie. *Ann. Agron.,* 30 (3° : 247-263, 4 tabl., 8 ref., 8 fig.

VALENTIN C. (1978). Divers aspects des dynamiques actuelles de quelques sols ferrallitiques et interprétations agronomiques. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.,* 141 p., 39 tabl., 85 fig., 111 ref.

VALENTIN C. (1979). Problèmes méthodologiques de la simulation de pluies. Application à l'étude de l'érodibilité des sols. *In : Actes du Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. VOGT H. et VOGT T. (edit. :* 117-122, 2 tabl., 3 fig., 26 réf.

VALENTIN C., ROOSE E. (1980). Soil and water conservation problems in pineapple plantations of South Ivory Coast. *In : Soil Conservation : Problems and Prospects. R.P.C. MORGAN (edit.). JOHN WILEY & SONS. NEW-YORK,* 239-246, 2 tabl., 1 fig., 9 ref.

VALENTIN C. (1981 a). Esquisse à 1/25 000 des différenciations morphostructurales de la surface des sols d'un petit bassin versant sahelien(Polaka-Oursi-Nord Haute-Volta). *ORSTOM, Multigr.*, 11 p., 1 carte.

VALENTIN C. (1981 b). Résistance mécanique à la pénétration de quelques sols ferrallitiques. Nord de la Côte d'Ivoire. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 4 tabl., 9 fig., 59 ref.

VALENTIN C. (1981 c). Evolution de la surface du sol. Piétinement. Erosions hydrique et éolienne. Lutte contre l'aridité en milieu tropical "Systèmes de production d'élevage au Sénégal". *ORSTOM-DGRST, ABIDJAN, Multig.*, 29 p., 3 tabl., 8 fig., 32 ref.

VAN BAVEL CH.M., STIRK G.B., BRUST K.J. (1968). Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptoke by roots : I. Interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32 : 310-317.

VAN DE VELD R., BOODT (de) M., GABRIELS D. (1974). Determination of erosion index for conditionned soils in accordance with data of the rainfall simulator. *PEDOLOGIE*, 24 (1) : 5-16, 4 ref.

VAN DEN BERGHE C.H., BOODT (de) M. (1979). A laboratory rainfall simulator study for determining the nutrient erodibility of an oxisol. *J. Sci. Food. Agric.*, 30 : 532-539, 1 tabl., 6 fig., 17 ref.

VILENSKY D. (1934). Influence de l'humidité du sol sur sa structure. *C. R. Assoc. Intern. Sci. Sol, VERSAILLES, 1ère Commission* 97-108.

VLEESHAUWER (de) D., LAL R., BOODT (de) M. (1978). Comparison of detachability indicesin relation to soil erodibility for some important nigerian soils. *PEDOLOGIE*, 28 (1) : 5-20, 6 tabl., 2 fig.

VOLK O.H., GEYGER E. (1968). "Schaumböden" als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten. *Z. f. Geomorph. N.F.* 14 (1) : 80-95, 1 tabl., 28 ref.

VUČIČ N. (1969). Influence of soil structure on infiltration and pF values of chernozem and chernozemlike dark meadow soil. *In : L'eau dans la zone non saturée. Actes du Colloque de WAGENINGEN. UNESCO (edit.), PARIS*, Vol. 1 : 344-349, 11 tabl., 14 ref.

WEATHERLY A.B., DANE J.H. (1979). Effect of tillage on soil-water movement during corn growth. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 43 : 1222-1225, 2 tabl., 2 fig., 19 ref.

WEEKS W.D., HEBBERT R.H.B. (1980). A comparison of rainfall runoff models. *Nordic Hydrol.*, 11 : 7-24, 4 tabl., 10 fig., 16 ref.

WELLS L.G., TREESWAN O. (1978). The response of various soil strength indices to changing water content and bulk density. *Tr. of the A.S.A.E.*, 21 (5) : 854-861.

WHISLER F.C., BROUWER H. (1970). Comparison of methods for calculating vertical drainage and infiltration for soils. *J. of Hydrol.*, 10 : 1-19.

WILLIAMS J., SHATKEWICH C.F. (1970). The influence of soil water matric potential on the strength properties of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34 : 835-844.

WISCHMEIER W.H., SMITH D.D. (1960). An universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. *In : Proc. of the VIIth Intern. Cong. Soil Sci., MADISON*, 1 : 418-425.

WISCHMEIER W.H., MANNERING J.V. (1969). Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33 : 131-137.

WISCHMEIER W.H., JOHNSON C.E.B., CROSS B.V. (1971). A soil erodibility nomograph for farm land and construction sites. *J. of Soil and Water Cons.*, 26 (5) : 189-192.

WISCHMEIER W.H. (1976). Use and misuse of the universal soil loss equation. *J. of Soil and Water Cons.*, 31 (1) : 5-9.

WOODRUFF N.P., SIDDOWAY F.H. (1965). A wind erosion equation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29 : 602-608, 10 fig., 1 tabl., 18 ref.

YAALON D.H. (1974). Note on some geomorphic effects of temperature changes on desert surfaces. *Z. f. Geomorph. N.F. Suppl. Bd*, N° 21 : 29-34, 1 fig., 2 photos, 6 ref.

YAALON D.H., DAN J. (1974). Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semi-desert and desert frange areas of Israel. *Z. f. Geomorph. N.F. Suppl. Bd*, N° 20 : 91-105, 2 fig., 2 photos, 31 ref.

YAIR A., KLEIN M. (1973). The influence of surface properties on flow and erosion processes on debris covered slopes in an arid are. *CATENA*, 1 : 1-18.

YAIR A., LAVEE H., BRYAN R.B., ADAR E. (1980). Runoff and erosion processes and rates in the Zin Valley Bedland. Northern Niger. ISRAEL. *Earth Surface Processes*, 5 : 205-225, 2 tabl., 18 fig., 49 ref.

YOUNG A.R.M. (1978). The influence of the debris mantles and local climatic variations on slope stability near Wollongong. AUSTRALIA. *CATENA*, 5 (2) : 95-107.

YOUNG R.A., WIERSMA J.L. (1973). The role of rainfall impact in soil detachment and transport. *Wat. Res. Res.*, 9 : 1629-1636.

YOUNGS E.G. (1960). The drainage of liquids from porous materials. *J. Geophys. Res.*, 65 : 4025-4030.

YU-SI FOK (1975). A comparison of the GREEN and AMPT, and PHILIP two terms infiltration equations. *Tr. of the A.S.A.E.*, 18 (6) : 1073-1075.

ZASLAVSKY D., SINAI G. (1981). Surface hydrology : distribution of raindrops. *J. of the Hydraulics Div. A.S.C.E.*, 107 : 17-36, 6 ref.

ZEIN EL ABEDINE, ABDALLA M.M., MOUSTAFA A.T.A. (1967). Water permeability in the soils of Egypt. I. The relation to mechanical composition and pore spaces. *J. Soil Sci. U.A.R.*, 7 (2) : 93-103, 2 tabl., 5 fig., 15 ref.

ZINGG A.W. (1940). Degree and length of land slopes as it affects soil loss and runoff. *Agric. Eng.*, 21 : 3-11.

LISTE DES FIGURES

		Page
Fig. N° 1	Carte de situation d'AGADEZ.	2
2	Esquisse géologique.	2
3	Carte de situation des sites expérimentaux.	2
4	Les trois principaux types d'organisations pelliculaires superficielles dans la cuvette d'AGADEZ.	9
5	La distribution des trois types d'organisations superficielles et les variations latérales et transversales de la composition granulométrique des horizons superficiels dans la cuvette d'AGADEZ.	11
6	Les profils pédologiques des sites étudiés.	14
7	Composition granulométriques des profils étudiés.	17
8	Caractères analytiques des trois sols étudiés.	19
9	Organisation microscopique de l'O.P.S. naturelle sur alluvions argileuses.	22
10	Organisation microscopique des deux premiers microhorizons de l'O.P.S. naturelle sur alluvions argileuses.	23
11	Coupe d'agrégat avant les pluies.	29
12	Distribution dans l'espace et dans le temps des O.P.S. de la parcelle labourée sur alluvions argileuses.	32
13	Organisation macroscopique de l'O.P.S. naturelle sur alluvions sableuses.	33
14	Organisation microscopique de l'O.P.S. naturelle sur alluvions sableuses.	36
15	O.P.S. à pavage dense caillouteux, sur paléosol.	41
16	Organisation microscopique de l'O.P.S. naturelle sur reg.	42
17	Schéma de l'aiguille Proctor.	53
18	Influence de l'humidité sur la résistance des O.P.S. naturelles.	55
19	Effets de l'humidité et de l'énergie cinétique des pluies sur la résistance des O.P.S. de labour (19) : O.P.S. sur alluvions argileuses, (20) : O.P.S. sur	
20	alluvions sableuses.	59
21	Analyse quantimétrique de la porosité de trois microprofils, site N'Douna.	65
22	Analyse du ruissellement et de l'infiltration (d'après LAFFORGUE, 1977).	90

		Page
Fig. N° 23	Exemple d'évolution des intensités d'infiltration et de ruissellement au cours du temps.	95
24	Effet du déficit de saturation sur l'intensité d'infiltration à régime constant.	96
25	Effet de l'intensité des pluies et de l'hétérogénéité de surface sur l'intensité d'infiltration en conditions très humides.	98
26	Evolution des lames ruissellées cumulées au cours des neuf pluies cumulées réparties en trois séquences pluvieuses.	103
27	Evolution du stock hydrique d'un sol nu et d'un sol couvert.	109
28	Evolution de la lame évaporée cumulée sur sol nu.	109
29	Evolution du front de dessication et de l'évaporation journalière sur un sol nu.	109
30	Pluviogrammes, hydrogrammes et turbidigrammes. Site sur argile. Première séquence pluvieuse. Parcelle naturelle.	117
31	Pluviogrammes, hydrogrammes et turbidigrammes. Site sur argile. Première séquence pluvieuse. Parcelle labourée.	117
32	Pluviogrammes, hydrogrammes et turbidigrammes. Site sur argile. Deuxième séquence pluvieuse. Parcelle naturelle.	118
33	Pluviogrammes, hydrogrammes et turbidigrammes. Site sur argile. Troisième séquence pluvieuse. Parcelle naturelle.	118
34	Pluviogrammes, hydrogrammes et turbidigrammes. Site sur argile. Deuxième séquence pluvieuse. Parcelle labourée.	119
35	Pluviogrammes, hydrogrammes et turbidigrammes. Site sur argile. Troisième séquence pluvieuse. Parcelle labourée.	119
36	Effet de l'intensité de ruissellement sur la turbidité.	121
37	Les deux types de pics de turbidité.	123
38	Courbes cumulatives granulométrique des matériaux érodés et des horizons superficiels.	125
39	Comparaison de la composition granulométrique des matériaux érodés et des horizons superficiels.	128
40	Comparaison des classes granulométriques des sables, présentes dans les matériaux érodés et les horizons superficiels.	130
41	Comparaison des effets de l'air et de l'eau (érosion transport et dépôt) sur les différentes classes granulométriques (d'après HJULSTROM, 1935; BAGNOLD, 1937).	135
42	Schéma de constitution des O.P.S. de la parcelle labourée sur alluvions argileuses.	142
43	Schéma de constitution de l'O.P.S. de la parcelle labourée sur alluvions sableuses.	154

LISTE DES TABLEAUX

		Page
Tabl. N° 1	Fréquence des hauteurs de pluie annuelle et journalière (d'après HOEPFFNER, LEGOULVEN et DELFIEU, 1980).	4
2	Caractéristiques du complexe absorbant des horizons analysés (meq/100g).	18
3	Effet de la pluviométrie sur la levée du mil.	60
4	Effet de l'énergie cinétique des pluies d'imbibition sur la levée du mil.	60
5	Estimations des conductivités hydrauliques saturées et des résistances hydrauliques de microhorizons superficiels à partir de l'analyse micromorphométrique.	71
6	Conductivités hydraulique saturées et diamètres des pores estimés par la méthode PIOGER.	74
7	Principales caractéristiques des pluies simulées.	77
8	Détermination des paramètres du modèle de GREEN et AMPT (1911).	81
9	Comparaison de résultats obtenus selon la méthode PIOGER et la simulation de pluies.	84
10	Comparaison de résultats obtenus selon la méthode MUNTZ et la simulation de pluies (d'après LAFFORGUE et NAAH, 1976; Côte d'Ivoire, sol ferrallitique désaturé).	85
11	Paramètres expérimentaux de la relation : $Pi = A + \Delta i$	91
12	Hauteurs des pluies d'imbibition (mm) des cinq averses à 60 mm/h.	93
13	Comparaison des deux méthodes de détermination des conductivités hydrauliques saturées.	97
14	Comparaison des valeurs des conductivités hydrauliques saturées calculées à partir des relations de GREEN et AMPT (1 & 11) K_s et des valeurs empiriques d'intensité limite de ruissellement I_1.	100
15	Lames infiltrées et pluie d'imibition cumulée pour l'ensemble des essais.	100
16	Rapport des lames ruisselées cumulées aux hauteurs de pluies cumulées.	102
17	Vitesses de ruissellement (cm/s) et pentes des parcelles.	104
18	Evolution du stock hydrique d'un sol nu et d'un sol couvert.	108
19	Effet du ruissellement à régime constant R_x sur la turbidité C_x ($C_x = a R_x + b$).	120
20	Comportement des classes granulométriques vis-à-vis des principaux mécanismes de détachabilité.	132
21	Principaux mécanismes intervenant lors de la genèse des différents microhorizons étudiés.	154
22	Classification des microhorizons étudiés. Caractères diagnostics, types génétiques et comportements.	167

ANNEXE I

APPLICATION DE LA MICROMORPHOMÉTRIE OPTO-ÉLECTRONIQUE A L'ANALYSE DE L'ESPACE PORAL

A) METHODES PLUS ANCIENNES

Les premières méthodes qui ont été utilisées en vue de déterminer la distribution de la taille des pores d'un matériau pédologique reponse sur la loi de JURIN, appliquée aux courbes humidité-succion. Comme le souligne LAWRENCE (1977), cette approche présente de graves inconvénients, particulièrement pour les sols argileux : pour les valeurs élevées de potentiel, le volume des vides en effet a tendance à diminuer à cause de l'affaissement des parois porales. Cette méthode a été améliorée par le remplacement de l'eau par un liquide non polaire (azote à -196° C, par exemple) (AYLMORE et QUIRK, 1967; GALLAVAN et GREENE-KELLY,1972), mais il n'est pas démontré que la porosité originelle se maintienne au cours de tels essais (LAWRENCE, 1977). Il en est de même pour les mesures menées à l'aide du porosimétre à mercure proposées par WASHBRUN (1921).

A côtés de ces méthodes "aveugles" se sont développées des techniques d'analyse de la porosité, qui reposent sur l'examen microscopique de lames minces de sol. JONGERIUS (1974) et ISMAÏL (1975) en énoncent quelques unes :

. Méthode des lignes sécantes (REDLICH, 1940). Une trame de droites parallèles est posée sur la lame mince, ou un agrandissement photographique. Les segments de droites qui traversent les pores sont mesurés . La porosité est évaluée par le rapport de ces longueurs à la longueur totale.

. Méthode des points (SWIETOCHOWSKI et JABLONSKI, 1964). Le principe de cette technique est le même que pour la méthode précédente, mais la trame de droites est remplacée par une micro-grille. Un gain de temps est obtenu, lorsque l'on associe ce système de comptage à un analyseur optique de taille de particules (JONGERIUS, 1963).

. Planimétrage. Certains auteurs (GADGIL, 1963; KUBIENA, BECKMAN et GEYGER, 1961) ont proposé le planimétrage des vides sur des agrandissements photographiques (utilisation d'un planimètre, ou découpage et pesée des unités porales).

. Utilisation de cellules photo-électriques. BECKMAN et GEYGER (1967) ont mesuré l'opacité de photographies particulières (photogrammes) à l'aide de cellules photo-électriques. Cette opacité est inversement proportionnelle à la surface porale.

Ces méthodes optiques présentent de nombreux avantages par rapport aux mesures indirectes :

. La porosité originelle est conservée, lorsque l'imprégnation des lames est correctement réalisée.

. La distribution de la taille des pores peut être déterminée avec une meilleure précision qu'au moyen de lois physiques, toujours simplificatrices.

. Une analyse de la forme des pores est possible.

Mais ces divers procédés ont pour inconvénient majeur d'être laborieux.

B) LA MICROMORPHOMETRIE OPTO-ELECTRONIQUE

L'utilisation des analyseurs électroniques d'images est récente. Cette technique a été introduite en pédologie par les chercheurs de l'Institut des Sols de WAGENINGEN, aux Pays-Bas (JONGERIUS et al., 1972). Il s'agit en fait d'une amélioration très sensible de la méthode des points qui a été présentée ci-dessus. Un détecteur électronique, couplé à une unité de traitement de données, sélectionne les signaux transmis par le faisceau d'un écran de téléviseur (Fig. A).

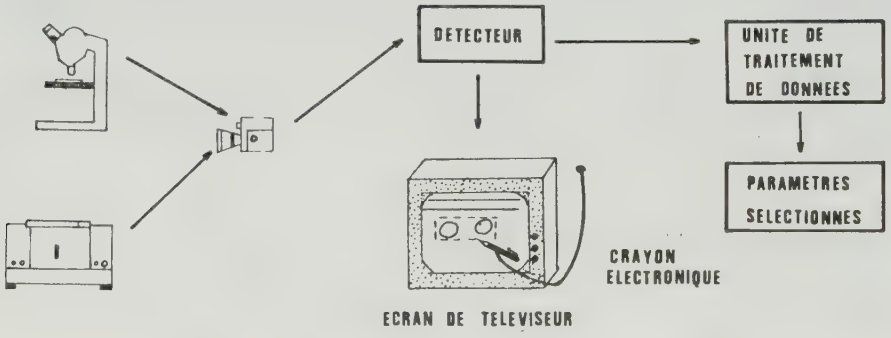


FIG. A : SCHEMA DU DISPOSITIF D'ANALYSE OPTO- ELECTRONIQUE

(QUANTIMET - 720)

Pour l'étude des vides dont le diamètre est supérieur à 30 µ, il est nécessaire d'avoir recours à la réalisation d'un photogramme. Pour celà, on prend un cliché polaroïd d'une lame mince grossie deux fois à travers des nicols qui sont croisés au début de la prise de vue. Pendant l'exposition, l'un des filtres polarisants est tourné, par étape de 10°, jusqu'à 50°. Un deuxième cliché est pris

à travers les deux nicols parallèles. Un transparent positif est obtenu à partir de ce deuxième négatif. En superposant le premier négatif et ce transparent, il est possible de réaliser un deuxième transparent négatif appelé "photogramme", sur lequel seuls les vides apparaissent en noir (ISMAIL, 1975) :

	premier négatif		transparent positif		deuxième transparent positif
domaines anisotropes transparents	noir	+	transparent	=	noir
débris végétaux	transparent	+	noir	=	noir
domaines opaques	transparent	+	noir	=	noir
terre fine	gris	+	gris	=	gris
vides	transparent	+	transparent	=	transparent

Divers objectifs permettent à l'épidiascope de couvrir une largeur de champ qui peut varier de 2 à 12 cm (FISCHER, 1971). Ces images optiques sont décomposées en 600 000 impulsions électriques. A chacune d'entre elles est associé un petit carré de l'écran de télévision, qui correspond à une surface analogue de la lame mince de 0,41 µ à 132 µ de côté, suivant le système optique et le grossissement utilisés.

Le détecteur électronique permet de classer les impulsions selon leur intensité tandis que l'unité de calcul détermine un certain nombre de paramètres dont les principaux sont :

. La surface S : il s'agit du pourcentage de surface sélectionnée selon l'intensité des impulsions. On fixe la limite d'intensité qui correspond aux vides. Chacune des surfaces unitaires est indiquée par un point blanc sur l'écran du téléviseur. Un crayon électronique permet de sélectionner à volonté la zone de l'image sur laquelle les mesures doivent être effectuées. Il est ainsi possible de délimiter avec précision les microhorizons d'une O.P.S., et d'effectuer des répétitions.

Le dispositif est également capable de donner les pourcentages de surfaces porales pour différentes classes de vides. La distribution des pores selon leur taille s'effectue d'une manière automatique et très rapide.

. Périmètre (P). Le quantimet calcule pour chaque pore non seulement sa surface mais également son périmètre.

. Nombre. Le nombre de surfaces élémentaires sélectionnées apparaît sur l'écran. Un dispositif électronique permet de ne comptabiliser qu'une seule fois chaque pore y compris deux qui sont très contournés.

D'autres paramètres peuvent être obtenus, comme le nombre d'intersections avec des parallèles horizontales ou verticales, le nombre de protubérances etc....

. Indice de forme. L'unité de traitement de données calcule directement un indice I de la forme : $I = \frac{A \times B}{Cn}$ où A, B et C sont des paramètres susceptibles d'être déterminés par le quantimet. Afin d'établir une classification des pores suivant leur forme, il est commode de prendre :

$A = S, B = 1, C = P$ et $n = 2$, soit $I = \frac{S}{P^2}$.

Pour un cercle, $I = \frac{1}{4\pi}$, soit $I = 80.10^{-3}$.

L'expérience montre que les pores peuvent être considérés comme vésiculaire lorsque : $I \geqslant 40.10^{-3}$, et comme allongés ou planaire : $I < 15.10^{-3}$. Les vides qui correspondent à des valeurs : $15.10^{-3} \leqslant I < 40.10^{-3}$, sont des pores de formes intermédiaires.

Une telle programmation permet à la machine de fournir la distribution des pores non seulement d'après leur taille mais également d'après l'indice de forme (Fig. N°21).

c) CRITIQUE DE LA METHODE

Plusieurs inconvénients sont à signaler à propos de cette méthode. L'analyse d'une surface n'est pas celle d'un volume. Ce problème est classique en pédologie puisque les sols, qui sont des volumes, sont examinés (et classés) suivant les caractères de leur coupe (profil). La réalisation de plusieurs lames minces dans des plans différents permet de résoudre partiellement le problème (BOUMA, JONGERIUS et SHOONDERBEEK, 1979).

De plus, la qualité des lames minces doit être très bonne. L'analyse des photogrammes réclame en effet des contrastes bien marqués.

L'inconvénient majeur de ce dispositif est son coût qui limite considérablement le nombre de laboratoires susceptibles d'en être dotés.

Son utilisation très récente en pédologie laisse espérer des applications très intéressantes. BOUMA, JONGERIUS et SCHOONDERBEEK, (1979) ont montré que cette approche permet une estimation satisfaisante de la conductivité hydraulique saturée d'un sol. Nos résultats signalent l'intérêt de l'utilisation de la quantimétrie opto-électronique pour l'étude des organisations pelliculaires superficielles. Il est très probable (et souhaitable) que de nombreuses applications de cette technique nouvelle restent à découvrir.

D) ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

AYLMORE, L.A.G. et QUIRK, J.P. (1967). The microscope size distributions of clay mineral systems. *J. Soil Sci., 18 : 1-17.*

AYLMORE L.A.G. et QUIRK J.P. (1967). The microscope size distributions of clay mineral systems. *J. Soil Sci.*, 18, 1-17.

BECKMANN W. et GEYGER E. (1967). Entwurf einer ordnung der natürlichen Hohlraum-, Aggregat- und strukturformen im Boden. *In : mikromorphometrische Bodenanalyse. KUBIENA, W.L. (édit.)* ENKE. STUTTGART, 163-188.

BOUMA J., JONGERIUS A., BOERSMA O., JAGER A. et SHOONDERBEEK (1977). The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* : 41 : 945-950, 2 tabl., 6 fig., 23 ref.

BOUMA J., JONGERIUS A. et SCHOONDERBEEK D. (1979). Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 43 (2) : 261-264, 3 tabl., 2 fig.

CAYE R., PIERROT R., RAGOT J.P. et PREVOSTEAU J.M. (1970). Méthodes de visualisation des milieux poreux en vue de leur analyse quantitative au microscope. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 93 : 571-578, 9 fig., 8 réf.

DORRONSORO C., ORTEGA E. et DELGADO M. (1978). The use of fluorescent paints in micromorphometric studies by automatic image analysis systems. *In : Proc. of the Vth Intern. Work.Meet. on Soil Micromorphology. GRANADA* : 741-756.

DORRONSORO C., ORTEGA E., SIERRA C. et DELGADO M. (1978). Micromorphometry of voids in olive grove soils. *In : Proc. of the Vth Intern. Work. Meet. On soil Micromorphology. GRANADA* : 1303-1334.

DUCLOUX J. (1973). Essai de quantification au niveau micromorphologique. Application aux sols d'une toposéquence sur substratum calcaire de la plaine vendéenne. *Bull. de l'A.F.E.S., Sci. du Sol*, 2 : 82-89.

FISCHER C. (1971). The New Quantimet 720. *The Microscope, 19* : 1-20.

GADGIL P.D. (1963). Soil sections of grasland. *In : Soil Organisms. DOEKSEN J. et J. Vand der DRIFT (edit.). North-Holland, Amsterdam*, 327-332.

GALLAVAN R.C. et GREENE-KELLY R. (1972). Structural studies on clay soil. *Rep. Rothamsted exp. Stn. part* 1, 72-77.

ISMAIL S.N.A. (1975). Micromorphometric soil porosity characterisation by means of electr-optical image analysis (Quantimet 720). *Thèse de Doctorat. Universisté d'UTRECHT. Soil Survey Papers, N° 9, Soil Survey Institute, WAGENINGEN, PAYS-BAS*, 104 p., 85 ref.

JEANSON C., GATEAU C., LEPPERT J.M., PREVOSTEAU J.M. (1978). Quantification à l'analyseur d'images des traces de l'activité des lombrics et de l'espace poreux disponible pour les microarthropodes. Essai de mesure sur lame mince de grande dimension d'un sol ferrugineux Tropical (LAMTO, Côte d'Ivoire). *In : Proc. of the Vth Intern. Work Meet. on Soil Micromorphology. GRANADA*, 93-105.

JONGERIUS A. (1963). Optic-volumetric measurements on some humus forms. *In : Soil Organisms. DOEKSEN J. et Van der DRIFT J. (edit.). North-Holland. Amsterdam*, 137-148.

JONGERIUS A., SCHOONDERBEEK D., JAGER A. et KOWALINSKI S. (1972). Electro-optical soil porosity investigation by means of Quantimet. B équipement. *GEODERMA*, 7, 177-198.

JONGERIUS A. (1974). Recent Developments in soil micromorphometry. *In : Soil Microscopy. RUTHER FORD (edit.). Proc. of the IVth Intern. Work. Meet. on Soil Micromorphology. KINGSTON*, 67-83.

JONGERIUS A. (1975). Micromorphometric soil analysis by means of Quantimet 720. *In : Fortschritte des quantitativen Bildanalyse. Vorträge des IMANCO Sympos. Reprint 118. Soil Survey Institute. WAGENINGEN, PAYS-BAS*, 161-185, 13 Fig., 15 ref.

KUBIENA W.L., BECKMAN W. et GEYGER G. (1961). Zur Methode der photogrammetrischen strukturanalyse des Bodens-Zeitsch. für Planzenernähr. *Düng. Bodenk.*, 92 : 116-126.

LAWRENCE G.P. (1977). Measurement of pore sizes in fine. Textured soils : A review of existing techniques. *J. of Soil Sci.*, 28 : 527-540, 1 tabl., 50 ref.

MERMUT A. et JONGERIUS A. (1980). A micromorphological analysis of regrouping phenomena in some turkish soils. *GEODERMA*, 24 : 159-175.

MURPHY C.P., BULLOCK P. et TURNER R.H. (1977). The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. PART I.Principles and techniques. *J. of Soil Sci.*, 28, 498-508, 6 fig., 24 ref.

MURPHY C.P., BULLOCK P. et BISWELL K.J. (1977). The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. PART II : Applications. *J. of Soil Sci.*, 28 : 509-518, 8 fig., 4 ref.

MURPHY C.P. et BANFIELD C.F. (1978). Pore space variability in a sub-surface horizon of two soils. *J. of Soil Sci.*, 29 : 156-166, 4 tabl., 5 fig., 31 ref.

OLMEDO PUJOL J. de (1978). Estudio of lo porosidad de una tierra negra andaluza mediante sistemas optico-electronic de analisis de imagenes. *An. de Edafology Agrobiol.*, 3/4, 221-229, 1 tabl., 4 fig., 6 ref.

PAGLIAI M. et LAMARCA M. (1978). Modifications of the size on distribution of soils macropores induced by some microbial dextrans. *In : Proc. of the Vth Intern. Work. Meet. On Soil Micromorphology. GRANADA*, 1349-1365.

PAGLIAI M., GUIDI G. et LAMARCA M. (1980). Macro and micromorphometric investigations on soil-dextran interractions. *J. of Soil Sci.*, 31 : 493-504, 17 ref.

PREVOSTEAU J.M. (1976). L'analyse quantitative d'images. *Spectra 2000*, 25 : 33-38.

REDLICH G.C. (1940). Determination of soil structure by microscopical investigation. *Soil Sci.*, 50 : 3-13.

STOOPS G. (1978). Some considerations on quantitative soil micromorphology. *In : Proc. of the Vth Intern. Work. Meet. on Soil Micromorphology. GRANADA*, 1367-1382.

SWIETOCHOWSKI B. et JABLONSKI B. (1964). EinfluB verschiedener Fruchtfolgen und Nutzungsweisen des leichten Bodens auf die Mikrostruktur und einige Parameters. *In : Soil Micromorphology. JONGERIUS A. (édit.). Elsevier, Amsterdam*, 477-490, 2 tabl., 4 fig., 14 ref.

WASBURN E.W. (1921). Note on a method of determining the distribution of pore sizes in a porous material. *Proc. Natn. Acad. Sci. U.S.A.*, 7, 115-116.

ANNEXE II

PRINCIPES D'UTILISATION DE L'INFILTROMETRE A ASPERSION

A) PRINCIPE DE L'APPAREIL

L'infiltromètre à aspersion construit par l'ORSTOM s'apparente à l'appareil proposé par BERTRAND et PARR (1960). Son originalité, par rapport au modèle précédent, réside dans sa possibilité de faire varier l'intensité de pluie en cours d'averse. La parcelle est en effet arrosée par un gicleur, qui est animé d'un mouvement de balancier. Le réglage de l'angle d'oscillation permet de couvrir une surface plus ou moins grande. L'intensité mesurée sur la parcelle d'un mètre carré dépend ainsi de l'amplitude du balancement.

Les détails de construction et d'utilisation (pression, taille de l'anneau de garde, etc... ont été présentés par ASSELINE et VALENTIN (1978). Il convient de préciser que l'infiltromètre, légèrement modifié depuis la fabrication du prototype, permet à présent de couvrir une gamme d'intensités de 25 mm/h à 140 mm/h. Les figures B et C présentent l'ensemble du dispositif.

Les intensité d'infiltration sont déterminées par différence entre l'intensité de pluie simulée et l'intensité de ruissellement, qui est enregistrée par un limnigraphe à mouvement rapide. Les intensités de pluies sont vérifiées après chaque séquence pluvieuse au moyen d'un bac pluviographique (Fig. C).

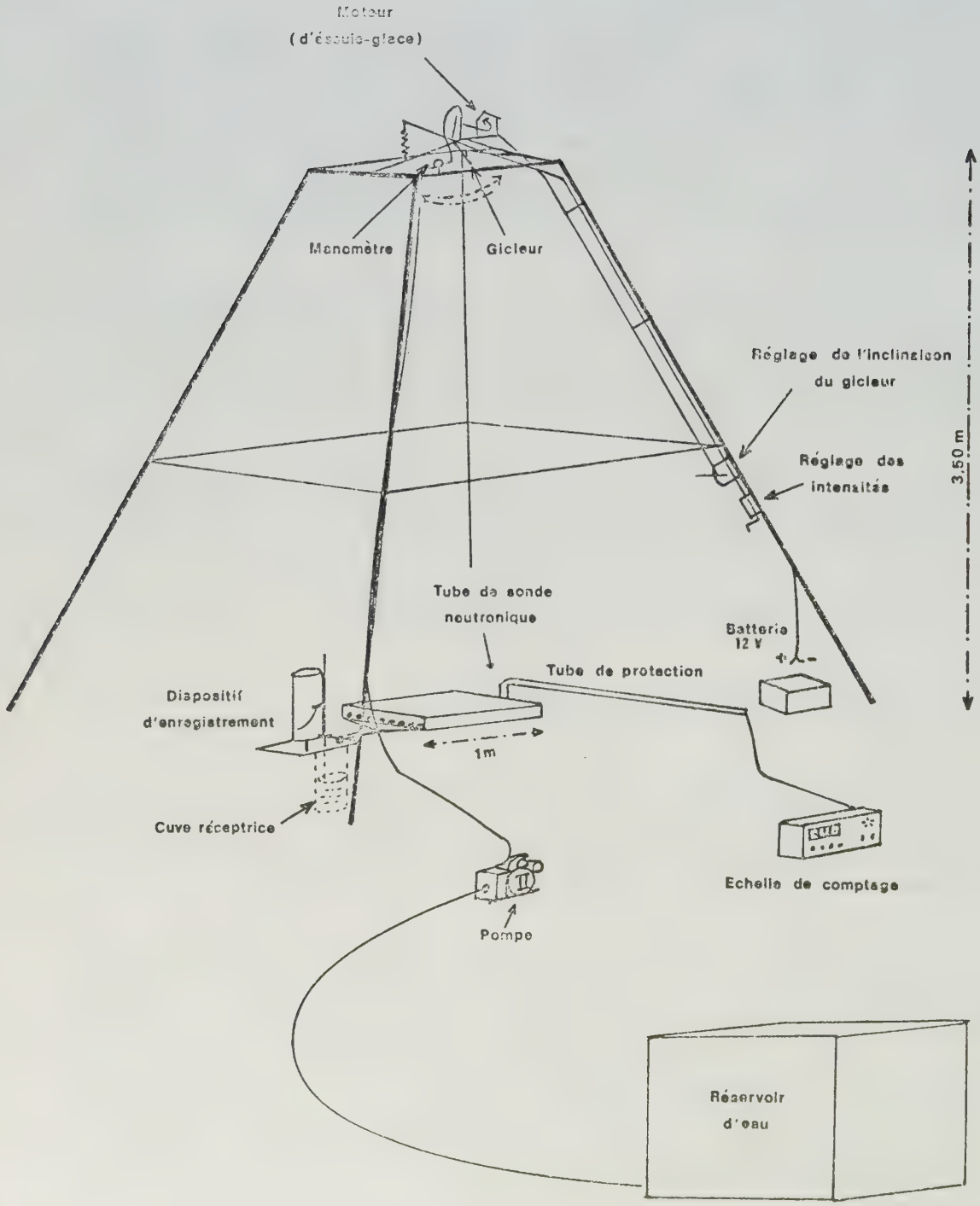
Les prélèvements d'eau de ruissellement sont effectués à partir d'une dérivation du canal d'écoulement.

B) ENERGIE CINETIQUE DES PLUIES SIMULEES.

L'un des problèmes les plus délicats de la simulation de pluies est l'obtention de caractéristiques proches de celles des pluies naturelles. L'énergie cinétique des pluies ($1/2\ m.v^2$) dépend de la masse : m et de la vitesse d'impact des gouttes : v. Ces deux paramètres peuvent être calculés à partir de la distribution de la taille des gouttes.

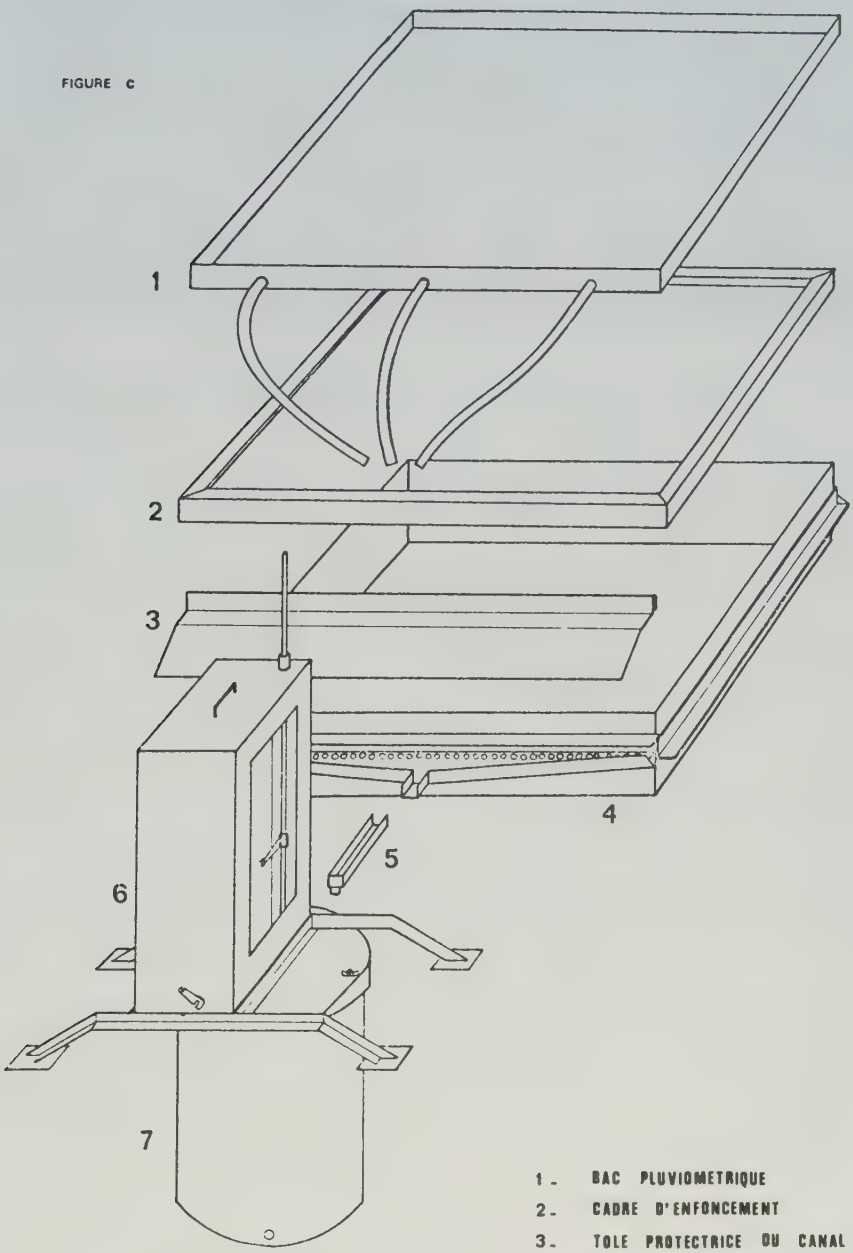
La méthode la plus couramment utilisée pour déterminer le diamètre des gouttes de pluie a été proposée par BENTLY (1904). Elle consiste à recueillir les gouttes de pluie dans un bac de farine. Les agrégats qui se forment sont tamisés et se répartissent en plusieurs classes de taille. Une relation permet de passer aisément du diamètre de l'agrégat à celui de la goutte qui l'a formé. Nous avons procédé à ce type de mesures sous pluies simulées et sous pluies naturelles. Les essais en cours à ABIDJAN, ne sont pas achevés. Les résultats qui correspondent aux 65 premières pluies dépouillées s'ajustent sur la fonction :

FIG. B SCHEMA DE L'INFILTROMETRE A ASPERSION



INFILTROMETRE : DISPOSITIF DE RECUEILLEMENT ET D ' ENREGISTREMENT DES EAUX DE RUISSELLEMENT

FIGURE c



1 - BAC PLUVIOMETRIQUE
2 - CADRE D'ENFONCEMENT
3 - TOLE PROTECTRICE OU CANAL COLLECTEUR
4 - CADRE DE LA PARCELLE
5 - CANAL D'ECOULEMENT (UNE DERIVATION PERMET LES PRELEMENTS D'EAU)
6 - LIMINIGRAPHE
7 - CUVE LIMINIGRAPHIQUE

D'après ASSELINE et VALENTIN 1978

$E_c = 7,79 + 3,09 \text{ Ln } (I)$ avec n = 65 et $r^2 = 0.38$, significatif à 0,1%

E_c : énergie cinétique en Joules/mm de pluie/ m^2

Ln (I) : logarithme népérien de l'intensité de pluie exprimée en mm/h.

Les résultats donnent, pour les pluies simulées, des valeurs proches de celles des pluies naturelles (Fig. D). L'approximation est meilleure que pour la plupart des autres infiltromètres à aspersion.

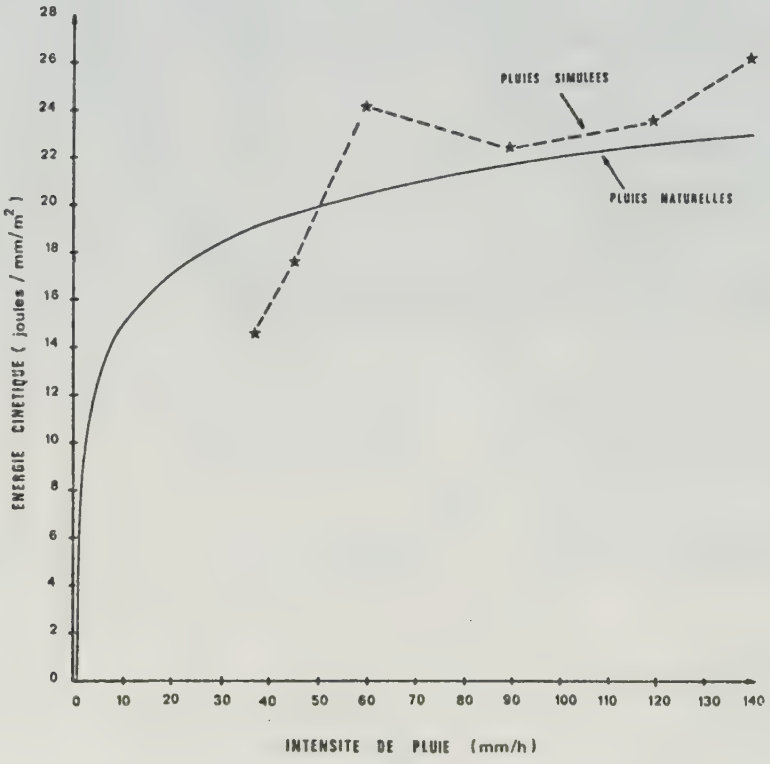


FIG. D: COMPARAISON DES ENERGIES CINETIQUES DES PLUIES NATURELLES (ABIDJAN) ET SIMULEES (INFILTROMETRE A ASPERSION)

C) PREPARATION DES PARCELLES

L'enfoncement des cadres dans les organisations pelliculaires superficielles fragiles pose un problème délicat. Pour celà, on opère une incision dans le sol de quelques centimètres de profondeur qui correspond aux dimensions du cadre. Une fois celui-ci installé, du goudron fondu est versé le long des bordures pour assurer une étanchéité convenable. Cette préparation est satisfaisante. Les pluies d' imbibition peuvent être en effet extrêmement courtes même sur un sol sec (cf. la première pluie sur la parcelle naturelle du site sur alluvions argileuses). Un tel résultat ne pourrait pas être obtenu si l'O.P.S. avait été fragmentée lors d'un enfoncement en force du cadre infiltrométrique.

D) CRITIQUE DE LA METHODE

Deux inconvénients sont à signaler à propos de cette méthode. Il n'est pas possible jusqu'à présent d'abaisser l'intensité de pluie au dessous de 25 mm/h. Pour les climats tempérés, les pluies simulées correspondent par conséquent à des évènements climatiques rares. La critique majeure est la faible dimension de la parcelle qui pose les problèmes d'extrapolation des résultats à l'échelle du champ. Mains nous avons montré que les résultats obtenus par cette méthode sont néanmoins nettement plus intéressants que ceux de la méthode du double cylindre (MONTZ ou PIOGER).

Le succès de cet appareil montre qu'il présente de nombreux avantages. Il en existe à l'heure actuelle plusieurs modèles : un, en Baie de Somme, un, en Haute-Volta, deux en Côte d'Ivoire. D'autres sont en cours de construction en Tunisie, au Togo et au Cameroun. Son coût est relativement bas (le 20ème d'un simulateur de type SWANSON). Il peut être transporté très facilement par un seul véhicule (d'Abidjan à Agadez, par exemple). Il réclame peu d'eau en comparaison avec les simulateurs plus conséquents. Cette présente étude montre le type d'applications de ce dispositif : analyse des phénomènes d'infiltration, de détachabilité, de formation des O.P.S. de résistance mécanique à la levée de semences... Son utilisation récente en hydrologie laisse envisager des applications très intéressantes quant aux possibilités de classement des bassins versants, enfin il est d'un maniemiment très aisé.

E) ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

ASSELINE J. et VALENTIN C. (1978). Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 15 (4) : 321-349, 13 tabl., 16 fig., 18 ref.

BENTLY W.A. (1904). Studies of raindrops and raindrop phenomena. *Monthly weather review* :32 : 450-456.

BERTRAND R.B. et PARR J.F. (1960). Development of a portable sprinkling infiltrometer. *Trans. of the VIIth Intern. Cong. of Soil Sci., MADISON*, VI (4) : 433-440.

CASENAVE A. et GUIGUEN N. (1978). Etude des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique Tropicale : détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sols forestiers. *ORSTOM-CIEH. ABIDJAN, Multigr.*, 62 p., 32 fig., 29 ref.

CASENAVE A., GUIGUEN N. et SIMON J.M. (1979). Etude des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique Tropicale. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sols forestiers. *CAMPAGNE 1978. ORSTOM-CIEH. ABIDJAN, Multigr.*, 51 p., 34 fig.

CASENAVE A. (1981). Etude des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique Tropicale. *Rapport final. ORSTOM-CIEH. ABIDJAN, Multigr.*, 65 p., 15 tabl., 6 fig., 19 réf.

COLLINET J. et VALENTIN C. (1979). Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 17 (4) : 283-328, 15 tabl., 26 fig., 1 carte, 27 réf.

COLLINET J. et VALENTIN C. (1980). Un schéma des interrelations hydrodynamiques dans les milieux naturels et cultivés, valorisation des données morphologiques. *In : Actes du Colloque d'Abidjan. INFORMATIQUE ET BIOSPHERE (édit.) PARIS*, 155-177, 5 tabl., 10 fig., 22 ref.

COLLINET J., VALENTIN C., ASSELINE J., CHEVALLIER P. et SICOT M. (1980). Ruissellement, infiltration et érosion en zones sahéliennes et subdésertiques. *Rapport de terrain sur la première opération "Mare d'Oursi". ORSTOM-DGRST, ABIDJAN, Multigr.*, 14 p., 5 tabl., 15 fig., 7 réf.

COLLINET J., VALENTIN C., ASSELINE J., HOEPFFNER M., HARANG P. et PEPIN Y. (1980). Ruissellement, infiltration et érosion en zones sahéliennes et sub-désertiques. *Rapport de terrain sur la seconde opération "NIGER". ORSTOM-DGRST, ABIDJAN, Multigr.*, 38 p., 4 tabl., 14 fig., 14 réf.

COLLINET J. et VALENTIN C. (1980). Effects of rainfall intensity and soil surface heterogeneity on steady infiltration rate. *XIIth. Intern. Cong. of Soil Science. NEW-DELHI, 1982* (sous presse).

GERAEDTS J.M.,CASENAVE A. et SIMON J.M. (1981). Etude des caractéristiques hydrodynamiques de sols Tropicaux à l'aide d'un simulateur de pluie. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 17 p., 10 ref.

HUNINK J.A., CASENAVE A. et SIMON J.M. (1980). Study of hydrological characteristics of forest soils with the aid of a rain-simulator. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 44 p., 43 tabl., 20 fig., 11 ref.

MONG-GINE T. (1979). Mise en culture et interactions eau-sol-plante étude de trois sites en région ferralitique de savane. (TOUBA, Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 12 tabl., 36 fig., 47 réf.

VALENTIN C. (1978). Divers aspects des dynamiques actuelles de quelques sols ferrallitiques de Côte d'Ivoire. Recherches méthodologiques et interprétations agronomiques. *ORSTOM, ABIDJAN, Multigr.*, 141 p., 39 tabl., 85 fig., 111 réf.

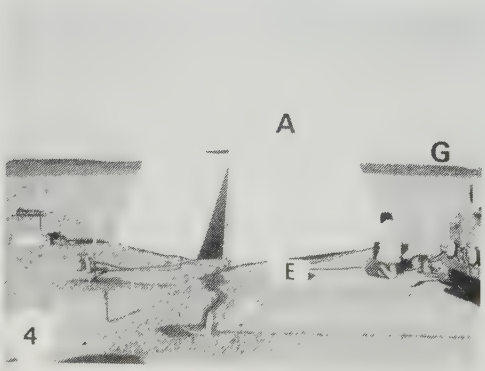
VALENTIN C. (1979). Problèmes méthodologiques de la simulation de pluies. Application à l'étude de l'érodibilité des sols. *In : Colloque sur l'érosion Agricole des Sols en milieu tempéré non méditerranéen. VOGT H et VOGT T. (édit.)*, 117-122, 2 tabl., 3 fig., 26 réf.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

1

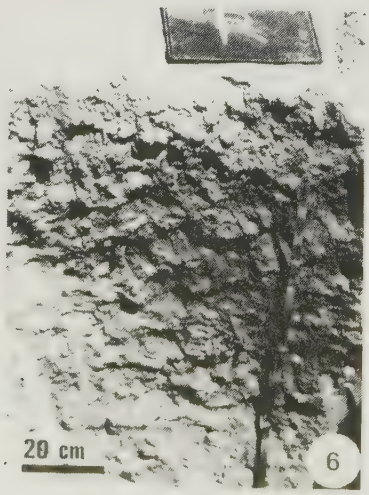
2

3



4

5



6

PLANCHE I

LE SITE D'ÉTUDE DANS LA CUVETTE D'AGADEZ

Photo. 1 - Dune vive située dans la partie aval de la cuvette, à proximité du seuil de N'DOUNA (Fig. 3).

Photo. 2 - Seuil amont de la cuvette : Azel (Fig. N°3), situé entre deux versants granitiques (Fig. 2). On distingue à l'arrière plan un plateau. Celui-ci est couvert d'un "pavage désertique" ("reg").

Photo. 3 - Site expérimental sur pavage désertique (REG), situé en bordure de la plaine alluviale (Fig. 3). Les axes de ruissellement sont tapissés de sables (en clair sur la photo.).

Photo. 4 - Site expérimental sur alluvions argileuses (ARG.), situé à l'aval de la cuvette.
Ce cliché permet également de présenter quelques éléments de l'infiltromètre. (Fig. 3).

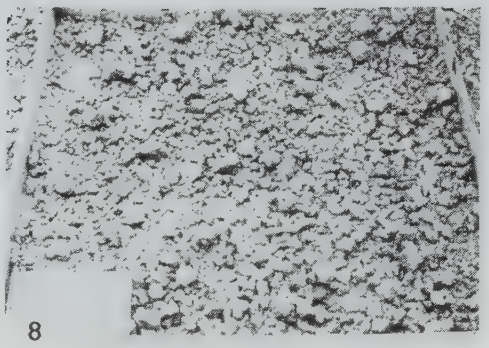
A : bâti de l'infiltromètre muni de bâches protectrices contre le vent.
B : motopompe d'alimentation. Elle refoule l'eau sous pression jusqu'au gicleur (photo. 61).
C : motopompe de vidange de la cuve limnigraphique (photo. 62).
D : piquet d'"ancrage" de l'infiltromètre. En raison de la violence des vents, les câbles sont en acier.
E : batterie. Elle permet l'alimentation électrique du moteur qui anime le gicleur (photo. 61).
F : bouteilles de prélèvement des eaux de ruissellement.

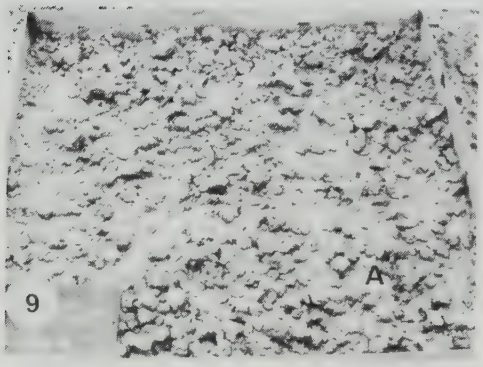
On distingue également :
G : plateau et versant à pavage désertique ("reg") sur grès (Fig. 2 et 3).
H : rigole d'évacuation des eaux de ruissellement de l'anneau de garde, situé à la périphérie de la parcelle.

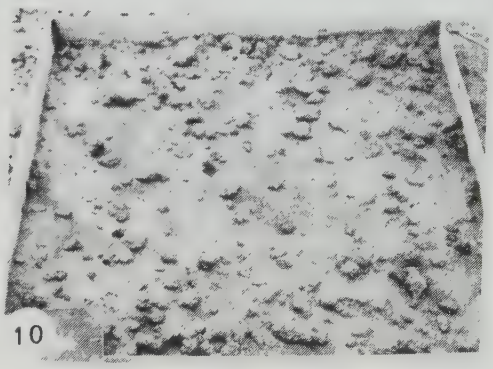
Photo. 5 - Profil correspondant au site REG (photo. 3). On distingue nettement la discontinuité entre l'horizon 5-20 cm et l'horizon 20-45cm(à structure columnaire).

Photo. 6 - Profil correspondant au site ARG. (photo. 4). La structure polyédrique de l'horizon superficiel apparaît nettement. Les agrégats sont d'autant plus petits qu'ils sont proches de la surface; lors d'un travail superficiel du sol (ouverture de rigoles par exemple : photo. 4 - H -), ils se retrouvent en surface (voir également photo. 7).

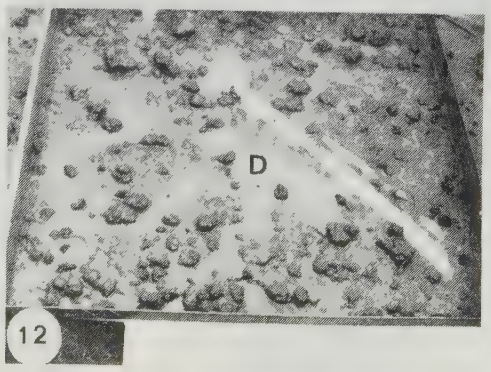
7

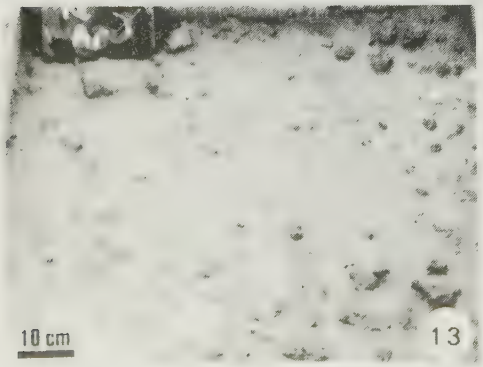

8


A
9


10

C
11


D
12


10 cm
13

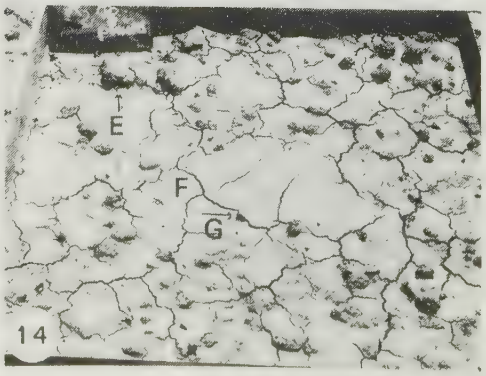

E
F
G
14

PLANCHE II

ÉVOLUTION DE L'ÉTAT DE SURFACE DE LA PARCELLE LABOURÉE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES

Photo. 7 - **Avant les pluies.** On remarque l'hétérogénéité de la taille des mottes (ou agrégats) mis en surface par le labour manuel (cf. Photo. N°18, 21 et 22).

Photo. 8 - **10 minutes après le début de la première pluie** (Intensité : 60 mm/h). On note un gonflement de la surface des agrégats, ainsi qu'un début de colmatage des vides inter-agrégats (cf. Photo. N°22).

Photo. 9 - **17 minutes après le début de la première pluie.** Le colmatage des vides inter-agrégats provoque la formation de flaques (A). Le ruissellement est apparu 4 minutes après cette prise de vue.

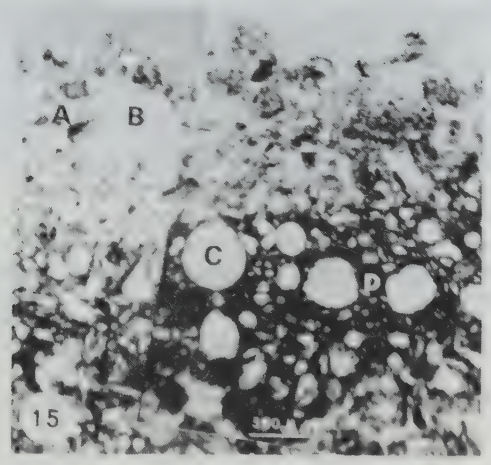
Photo. 10 - **Après la première séquence pluvieuse** (après 52,4 mm de pluie). On remarque, à la surface des zones de ralentissement du ruissellement, la présence de micro-agrégats argileux (B).

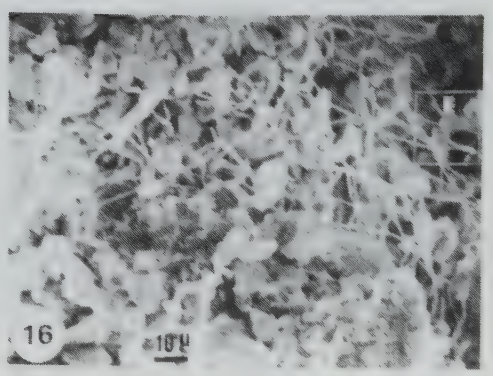
Photo. 11 - **Cinq minutes après le début de la deuxième séquence pluvieuse.** Le ruissellement commence, alors que les flaques se sont formées dès les premières minutes de pluie (C), et que les fentes de retrait ne sont pas toutes encore refermées.

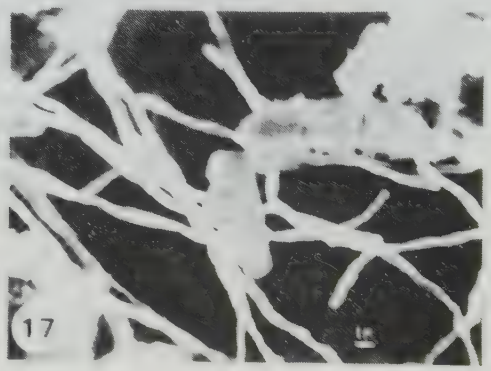
Photo. 12 - **Deuxième pluie de la seconde séquence pluvieuse** (Intensité 120 mm/h). On distingue nettement l'impact des gouttes dans les zones de ralentissement du ruissellement (D).

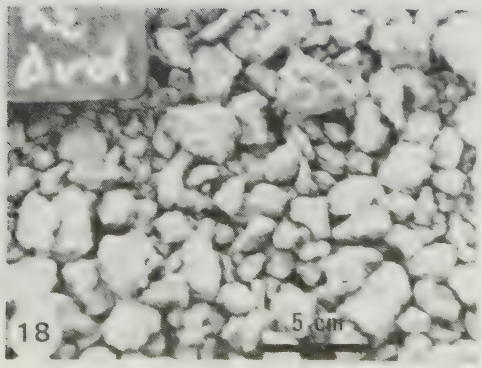
Photo. 13 - **Quinze minutes après la fin de la dernière séquence pluvieuse.** Seuls émerge de la surface glacée la partie restée exondée, au cours des pluies, des agrégats qui étaient les plus grossiers avant la pluie (cf. Photo N°7).

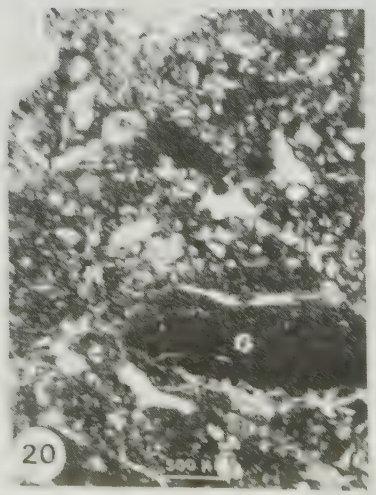
Photo. 14 - **Deux jours après la dernière séquence pluvieuse.** De nombreuses fentes de retrait se sont installées sur la parcelle. Il est possible de repérer les zones de prélèvement E, F et G, qui correspondent aux photos suivantes :
(E) : Agrégat émergent, de l'amont : Photo. N°31.
(F) : Zone de ralentissement du ruissellement : Photo. N°36.
(G) : Agrégat émergent, du centre de la parcelle : Photo. N°32.

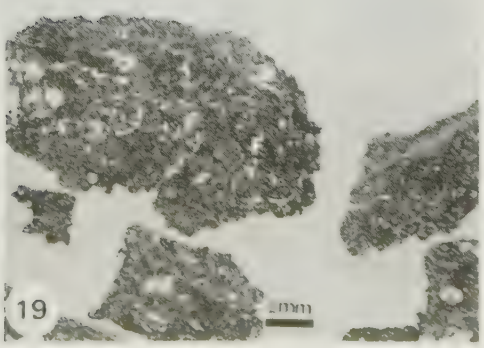

A
B
C
D
15


16


17


Avrd
18
.5 cm


G
20


19

[illegible]

[illegible]

1) Parcelle naturelle

Photo. 12 - (cf. Fig. N°19). Coupe verticale (lame mince) de l'O.P.S. naturelle du site sur alluvions argileuses. On distingue les deux premiers micro-horizons :
A : Le micro-horizon discontinu, sableux, contenant des radicelles de végétaux (R),
C : Le micro-horizon continu argilo-limoneux, à porosité vésiculaire (V).

Photo. 13 - En microscopie électronique à balayage (M.E.B.). On remarque le treillis de micro-organismes filamenteux, au sein du deuxième micro-horizon argilo-limoneux.

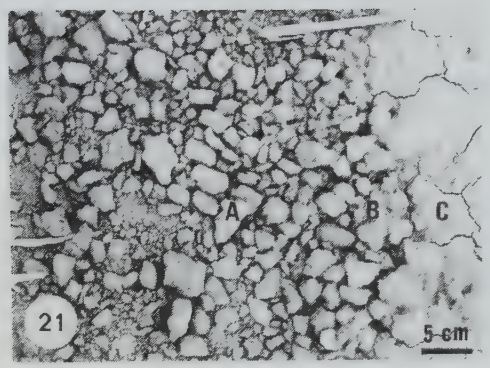
Photo. 17 - Elle correspond au centre (E) de la photo précédente. Des particules de la taille des limons fins ecrasent au micro-organismes filamenteux.

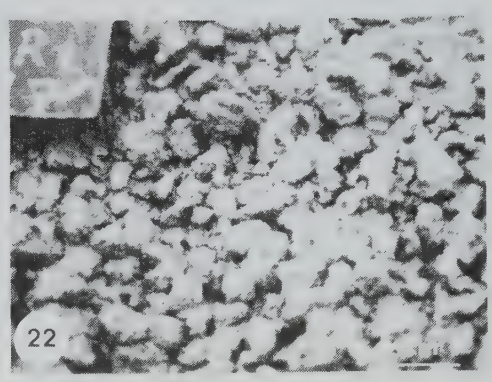
2) Parcelle labourée

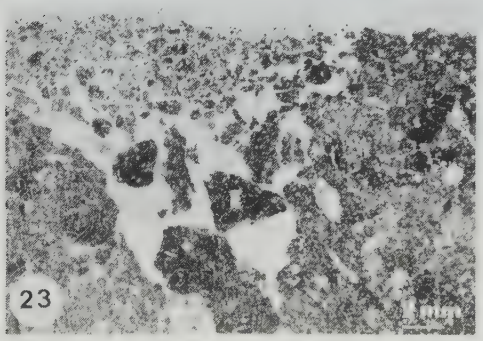
Photo. 14 - Etat de la surface après le labour manuel (détail de la photo. N°7). La porosité inter-agrégats est importante.

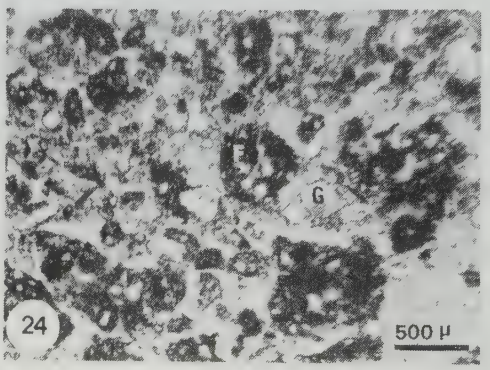
Photo. 15 - Vue en coupe (lame mince) d'agrégats, avant les pluies (cf. Fig. N°11). On distingue les micro-agrégats argileux (E) isolés dans le fond matriciel encore lacunaire et micro-poreux).

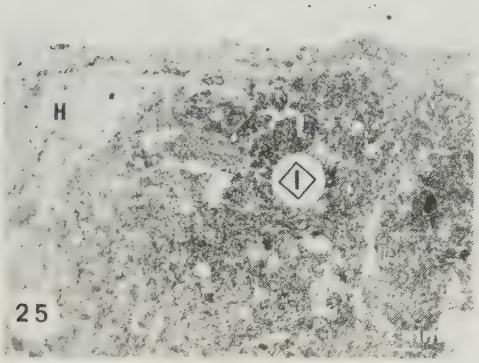
Photo. 16 - En microscopie optique. On distingue un micro-agrégat (A), principalement argileux, et le fond matriciel encore (M). Présentation assez schématique.

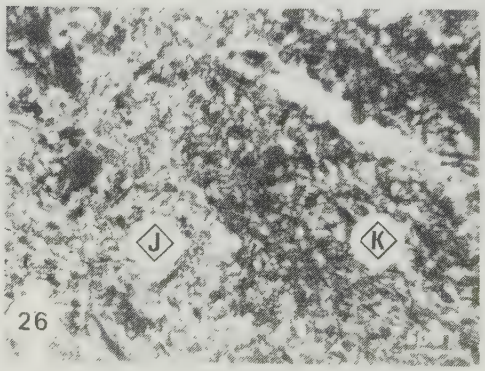

A
B
C
21
5-cm

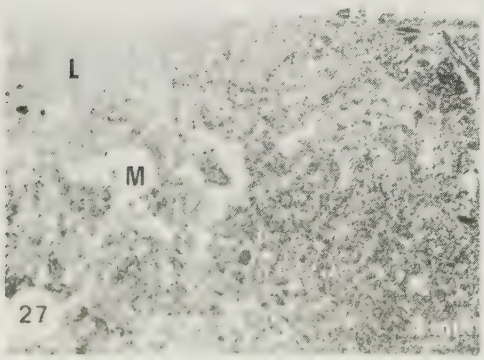

22


23


G
24
500 μ


H
I
25


J
K
26


L
M
27

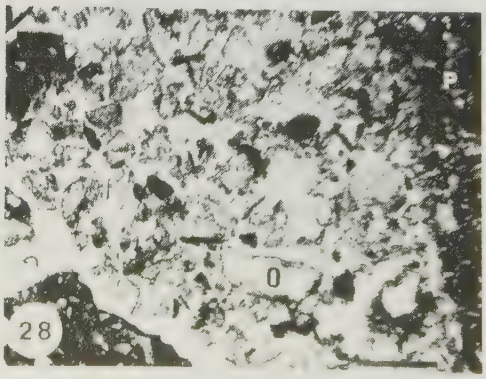

P
O
28

PLANCHE IV

ÉVOLUTION DES O.P.S. DE LA PARCELLE LABOURÉE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES

Photo. 21 - En bordure de l'anneau de garde, on distingue différents stades d'évolution de la surface, en fonction des quantités d'eau de pluie reçue : A - agrégats originels; B - le volume des agrégats a augmenté. Ils ont commencé à "fondre" en colmatant les vides inter-agrégats; C - cette surface a reçu les mêmes quantités d'eau que la parcelle, son aspect est glacé.

Photo. 22 - Sept minutes après le début de la première pluie. On remarque le gonflement de la surface des agrégats, qui prennent un aspect "fondu". Les vides inter-agrégats commencent à se colmater.

Photo. 23 - En coupe (lame mince), treize minutes après le début de la première pluie. L'imbibition s'accompagne d'un phénomène d'éclatement et de fragmentation dont les produits (E) commencent à colmater les pores inter-agrégats. On distingue au-dessus (D) les matériaux correspondant au début de la désagrégation.

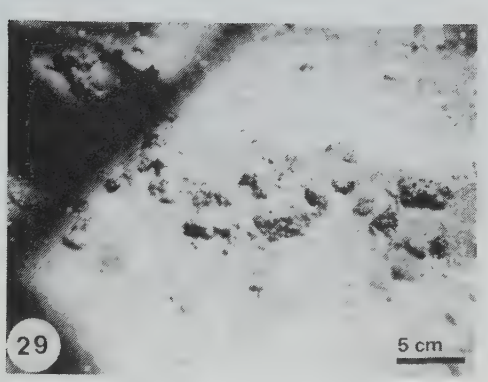
Photo. 24 - Elle correspond au cadre (D) de la photo précédente. Les agrégats se fragmentent sous l'effet de l'humectation, mais la ségrégation entre les micro-agrégats argileux (F) et les grains de squelette (G) reste limitée.

Photo. 25 - En coupe (lame mince), 20 minutes après le début de la première pluie. Alors que la partie centrale des agrégats, non affectée par l'imbibition, conserve leur structure initiale (I), le gonflement de la zone périphérique s'accompagne d'un éclaircissage du fond matriciel et d'une orientation rubanée du squelette (H). L'orientation horizontale des matériaux, que l'on observe à la surface, correspond à l'apparition de flaques.

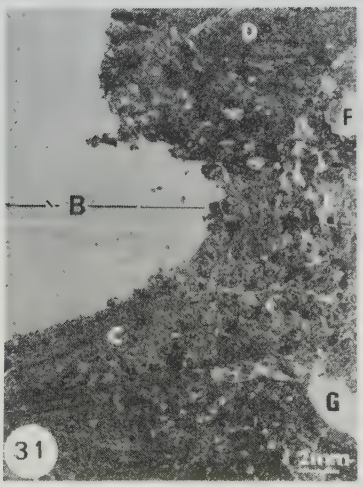
Photo. 26 - On distingue nettement le fond matriciel conservé (K) du fond matriciel modifié (J) très éclairci, pauvre en plasma, contenant principalement des grains de quartz lavés et des micro-agrégats argileux.

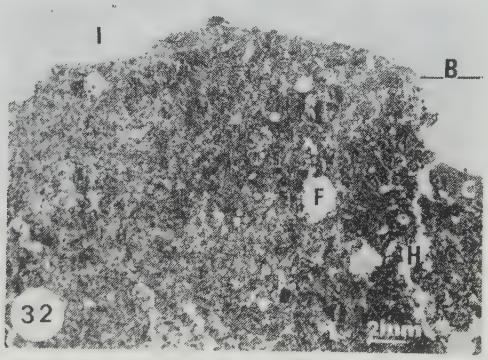
Photo. 27 - En coupe (lame mince), 40 minutes après le début de la première pluie. On peut discerner : un fond matriciel conservé (N), contenant des papules dont la porosité est principalement planaire, un colmatage progressif de la macro-porosité inter-agrégats(M), et l'apparition d'une porosité vésiculaire au sein des micro-agrégats argileux humectés (L).

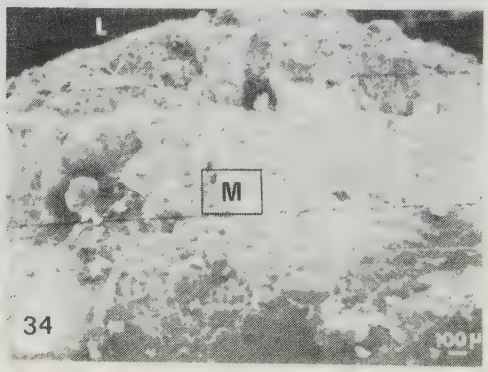
Photo. 28 - La ségrégation entre les grains de squelette et le plasma s'accentue avec le temps. Les sables sont de plus en plus lavés (O), alors que les zones non encore humectées conservent leur structure initiale (en sombre sur la photo. : (P).

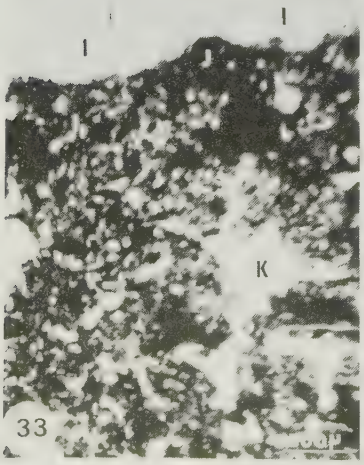

29
5 cm

A
30


D
F
B
C
G
31


I
B
F
H
32


L
M
34


I
I
K
33

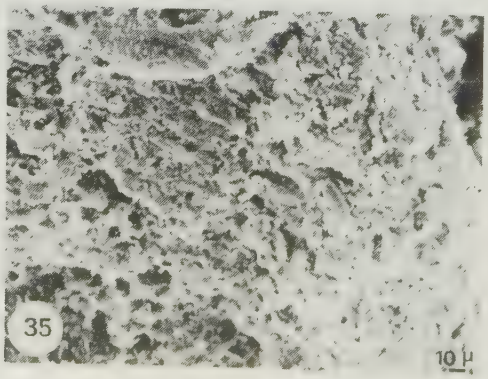

35
10 µ

PLANCHE V

LES AGRÉGATS ÉMERGENTS DE LA PARCELLE LABOURÉE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES

Photo. 29 - On distingue la partie émergée des agrégats soumis à l'impact des gouttes de pluies, tandis que leur base, recouverte de la lame d'eau de ruissellement, présente un aspect glacé.

Photo. 30 - En coupe, après dessiccation. On remarque une surface glacée d'où émergent quelques agrégats. Cette surface correspond à une O.P.S. continue, même sous les parties exondées des agrégats, qui se trouvent ainsi dépourvus de "racine". Sous cette O.P.S. les agrégats présentent un aspect émoussé, mais la plus grande partie de la macro-porosité initiale est conservée.

Photo. 31 - En coupe, agrégat émergeant de l'amont de la parcelle, après les pluies (cf. photo. N°14-E). On remarque la conservation de la structure originelle dans la partie sommitale de l'agrégat (D). Une figure d'érosion indique le niveau atteint par la lame de ruissellement (B). Sous cette limite et légèrement au-dessus, la structure de l'agrégat a été modifiée (éclaircissage et orientation rubanée du squelette (E), porosité vésiculaire (F). Au pied de l'agrégat, on distingue une O.P.S. de dépôt (structure litée, très faible porosité).

Photo. 32 - En coupe, agrégat émergeant du centre de la parcelle, après les pluies (cf. photo. N°14-G). Comme sur la photo. précédente, on note la limite atteinte par la lame de ruissellement (B). Les traces d'impact apparaissent également (I), ainsi que la porosité vésiculaire dans la zone à fond matriciel légèrement modifié (F). La fente (H), qui traverse l'O.P.S. de dépôt (C) et les micro-agrégats argileux sous-jacents, est postérieure aux pluies (cf. photo. N°14).

Photo. 33 - En coupe, au microscope optique. La porosité de cet agrégat émergent a fait l'objet d'une quantification opto-électronique (cf. 2ème partie, Fig. N°21). On distingue :-les traces d'impact des gouttes (les fractures conchoïdales sont liées au phénomène de rejaillissement (I), - le tassement et la concentration en plasma du demi-millimètre situé directement sous la surface, - le maintien de la structure originelle, et notamment de la porosité (K) dans la partie sous-jacente.

Photo. 34 - Photo M.E.B. Cette photo, qui présente les trois dimensions, est à rapprocher des photos de coupes (N° 31 et 32). On distingue la surface essentiellement plasmique et à micro-agrégats argileux (L) et les traces d'impact (I) sur la surface criblée de la partie exondée de l'agrégat. Sa base est occupée par une O.P.S. de dépôt (M).

Photo. 35 - Photo. M.E.B. Elle correspond au cadre (M) de la photo précédente. La surface est constituée de limons et d'argile. La porosité, observée à cette échelle est très réduite (cf. cette même porosité à d'autres échelles, photo. N°31 et 32C).

J
I
H
G
D
F
E
B
C
A

J
I
H
G
F
E
B
C
A

PLANCHE VI

MICRO-PROFIL CORRESPONDANT A UNE ZONE DE RALENTISSEMENT DU RUISSELLEMENT DE LA PARCELLE LABOURÉE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES, APRES LES PLUIES

Montage photographique N° 36. On distingue trois grandes parties, qui sont, de bas en haut (cf. Fig. N°12) :

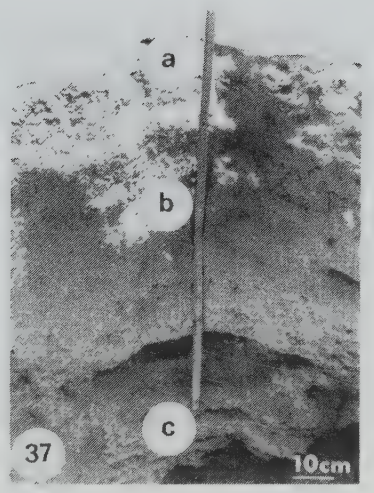
1) **Une organisation originelle conservée** (10-17 mm) : (A). Le plasma argilo-limoneux, isotique, assombrit le fond matriciel. Le squelette ne présente pas d'orientation particulière. Les vides sont le plus souvent planaires. L'assemblage est porphyrosquelique (les grains de quartz sont inclus dans le plasma). Les micro-agrégats argileux -papules et micro-peds- apparaissent en noir dans la masse; ils sont peu fissurés.

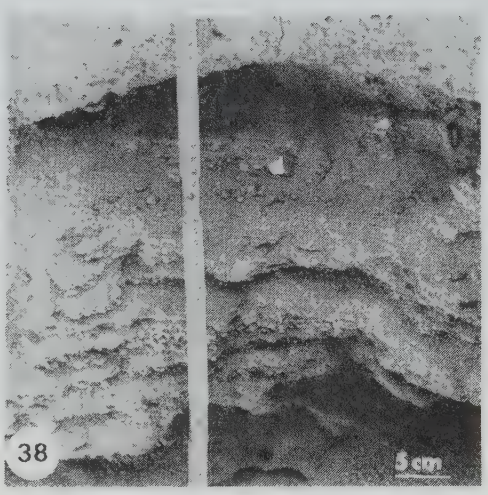
2) **Une O.P.S. de désagrégation** (6-10 mm) : (B). Le plasma est plus rare. Il en résulte que le fond matriciel est plus clair et qu'il y a un enrichissement relatif en squelette. Celui-ci a une orientation rubanée, parallèle à la surface des organisations originelles conservées. On observe une ségrégation nette des grains de quartz et des micro-agrégats argileux. Ceux-ci fragmentés à la base de cette O.P.S. semblent se ressouder au sommet(C) où ils présentent une porosité vésiculaire (D).

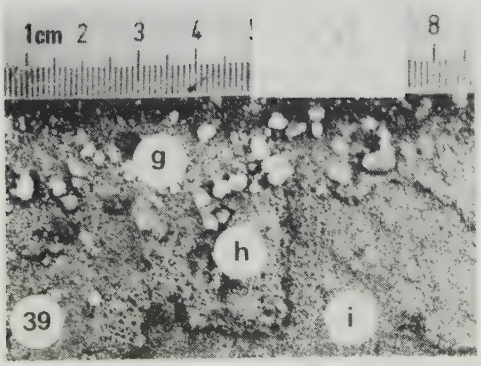
3) **Une O.P.S. de dépôt** (0-10 mm) ou "trait laminaire complexe" (BOCQUIER 1974) composée de plusieurs micro-horizons (de E à J) :

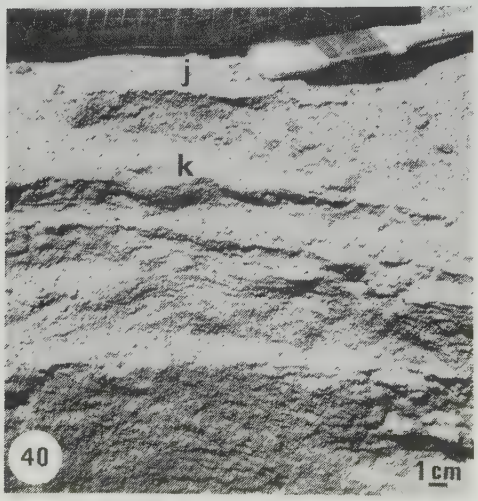
   - E - 4,5-6 mm : **un microhorizon sableux**, très peu poreux. La limite avec l'O.P.S. précédente est nette et horizontale.
   - F - 3,0-4,5 mm : **un microhorizon à micro-agrégats argileux ressoudés** et à porosité vésiculaire (D). Il contient également quelques sables grossiers. L'assemblage est porphyrosquelique. (les grains de quartz sont inclus dans la masse plasmique).
   - G - 2,0-3,0 mm : **un microhorizon sableux**, très peu poreux. Il est constitué principalement de sables grossiers à la base et de sables fins au-dessus.
   - H - 1,2-2,0 mm : **un microhorizon de sables grossiers et de micro-agrégats non soudés**, la porosité est très réduite.
   - I - 0,2-1,2 mm : **un microhorizon sableux**, très peu poreux. Il contient quelques fragments de micro-agrégats argileux. On observe trois sous-microhorizons : des sables grossiers à la base des sables fins au milieu et des sables grossiers, de nouveau, au-dessus.
   - J - 0,0-0,2 mm : **un microhorizon de sables grossiers déliés.** On note également dans ce microhorizon la présence de quelques fragments de micro-agrégats argileux.

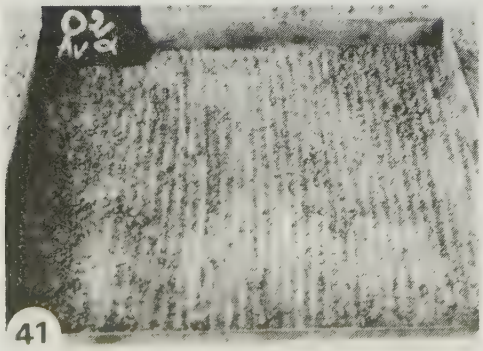
La position de ce micro-profil sur la parcelle est mentionnée sur la photo. N°14-F-. Ses relations latérales avec les autres points d'observation sont indiquées sur la Fig. N°12. Une interprétation génétique concernant la formation de ce micro-profil est proposée dans la troisième partie.


a
b
c
37
10cm


38
5 cm


1cm 2 3 4 5 8
g
h
i
39


j
k
40
1 cm


41

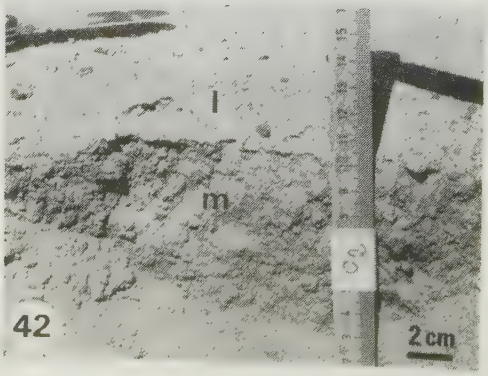

l
m
42
2 cm

PLANCHE VII

SITE SUR ALLUVIONS SABLEUSES
CARACTÉRISATION MACROSCOPIQUE

Photo. 37 - Profil pédologique SAB. On distingue :
a - l'horizon superficiel constitué d'une superposition d'O.P.S.
b - des alluvions sableuses sans structure lamellaire.
c - des alluvions sableuses à charge grossière et structure lamellaire.

Photo. 38 - Détail de la photo précédente (N°37-c). Les horizons profonds sont constitués de niveaux à sables et éléments grossiers, très boulants (d), et de traits laminaires (e) (cf. photo. N°46).

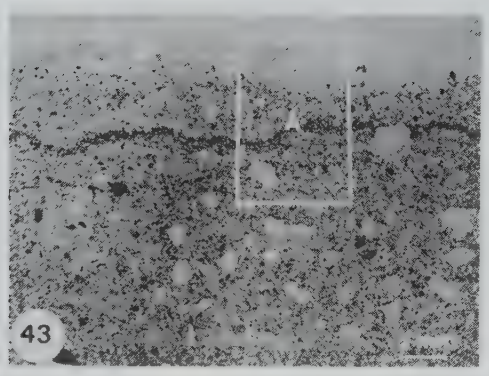
Photo. 39 - Etat de surface de la parcelle naturelle avant les pluies.

Le simple souffle permet de dégager les microhorizons suivants :
g - un pavage discontinu et gravillonaire.
h - un microhorizon à sables fins cimentés et à porosité vésiculaire.
i - un microhorizon argileux, discontinu (la discontinuité n'est pas visible sur le cliché).

Photo. 40 - En coupe, et dégagée au pinceau, apparaissent une superposition de différentes O.P.S. enfouies au sein du premier horizon pédologique (comparer avec la photo. N°38-e).

Photo. 41 - Parcelle labourée, avant les pluies. On distingue les éléments structuraux apportés en surface par le labour et les traces de ratissage.

Photo. 42 - Etat de la surface de la parcelle labourée après les pluies. On reconnaît : le pavage rare gravillonaire (I), le microhorizon argilo-sableux, fragile et discontinu, l'horizon Ap (m), qui a conservé des éléments structuraux mais est compacté (très faible porosité inter-agrégats). Comparer cette organisation avec celle de l'horizon Ap du site sur alluvions argileuses (photo N°30), et celles de l'O.P.S. naturelle du même site (photo. N°40) et des traits laminaires enfouis (photo N°38).


A
43

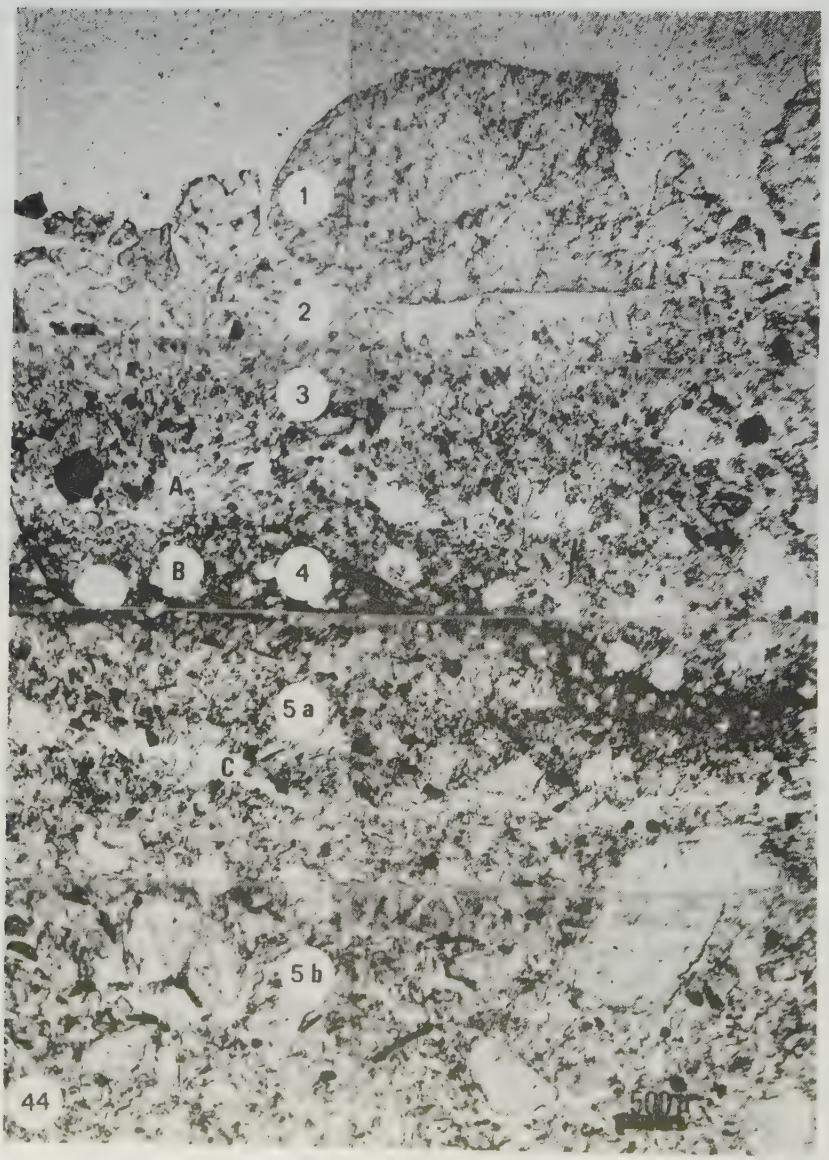

1
2
3
A
B
4
5 a
C
5 b
44
500 µ

PLANCHE VIII

O.P.S. NATURELLE SUR ALLUVIONS SABLEUSES
CARACTÉRISATION MICROSCOPIQUE

Photo. 43 - Vue générale d'une lame mince correspondant à un prélèvement réalisé après les pluies, en aval de la parcelle. On distingue nettement le microhorizon argileux (A), qui sépare deux microhorizons sableux denses (cf. photo. N°44 et 45).

Montage photographique N° 44 - (cf. Fig. N°14). Détail du cadre (A) de la photographie précédente (le cliché en microscopie optique est inversé par rapport à la macrophotographie N°43. Il est possible de discerner :

1 - Les éléments grossiers d'un **pavage rare gravillonnaire.**

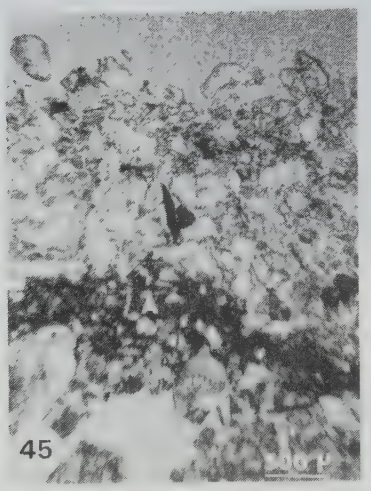
2 - **un microhorizon continu à sables grossiers déliés.**

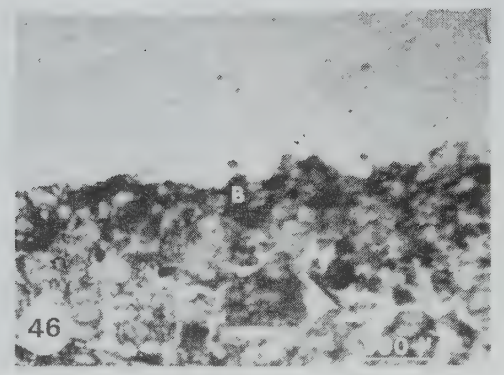
3 - **un microhorizon continu, à sables fins cimentés.** Assemblage intertextique. Le type de vide (A) correspond soit à d'anciennes vésicules alignées horizontalement et tassées à leur formation, soit à un artefact de fabrication de la lame mince.

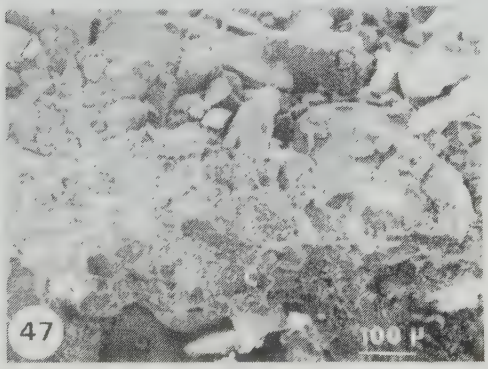
4 - **un microhorizon argileux à porosité vésiculaire.** Assemblage porphyrosquelique. Les vésicules (B) se localisent principalement au sommet du microhorizon.

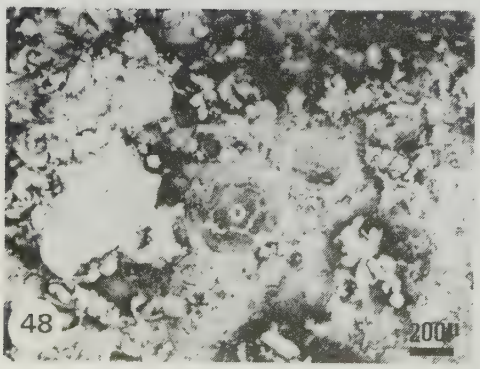
5a- **un microhorizon continu à sables cimentés.** La fente (C) est très probablement due à un artefact.

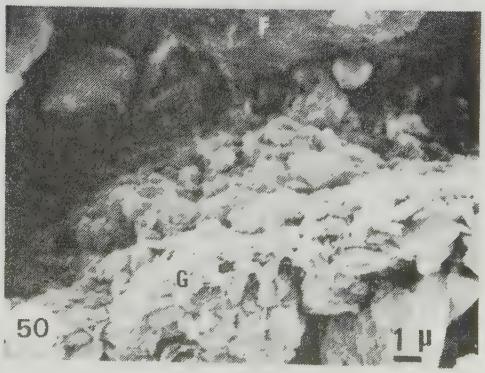
5b- **un microhorizon à sables grossiers faiblement cimentés.** Assemblage de type granulaire.

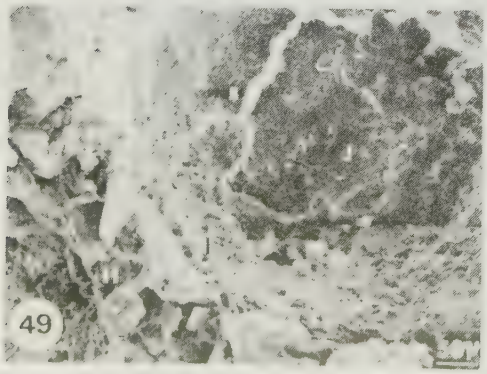

45


B
46


47
100 µ


48
200µ


F
G
50
1 µ


49

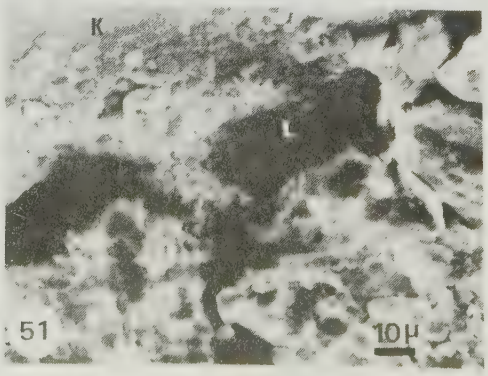

K
L
51
10µ

PLANCHE IX

SITE SUR ALLUVIONS SABLEUSES
CARACTÉRISATION MICROSCOPIQUE

1) Site naturel

Photo. 45 - Micro-photographie de lame mince correspondant à un échantillon prélevé en position amont, sur la parcelle naturelle après les pluies. Les microhorizons superficiels sableux sont moins épais qu'à l'aval de la parcelle (Photo. N° 43 et 44). Le microhorizon argileux sous-jacent apparaît distinctement (A).

Photo. 46 - Organisation microscopique des trait laminaires argileux enfouis (profondeur 80 cm) : B. On remarque la similitude de structure avec les microhorizons argileux superficiels (Photo. N°43, 44 et 45).

Photo. 47 - (M.E.B.). Microhorizon argileux de la parcelle naturelle (vue en coupe, cf. Photo. N°45-A). On remarque que la porosité de ce microhorizon est très réduite. La majeure partie du microhorizon sus-jacent a disparu lors des manipulations.

2) Parcelle labourée

Photo. 48 - (M.E.B.). Microhorizon argilo-sableux de la parcelle labourée après les pluies (vue verticale). On remarque deux petites vésicules (D).

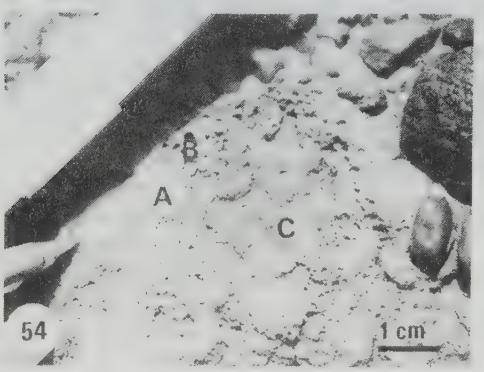
Photo. 49 - (M.E.B.). Détail du cliché précédent. Les parois d'une vésicule ne sont pas lisses (il s'agit de métavides). Les particules, argile et limon, sont orientées parallèlement à la surface de la parois.

Photo. 50 - (M.E.B.). Partie sommitale du microhorizon argilo-sableux (vue en coupe à fort grossissement). Les premiers microns superficiels sont bien orientés parallèlement à la surface.

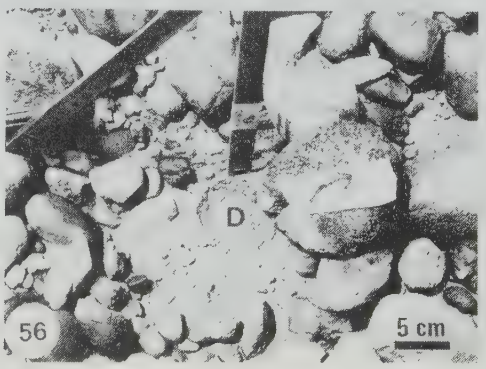
Photo. 51 - (M.E.B.). Vésicules ovoïdes (L) buttant contre un grain de squelette (K). (On remarque, que ces pores ont un faible diamètre comparé aux vésicules du microhorizon argileux de l'O.P.S. naturelle, Photo. N°44- 4B).

52

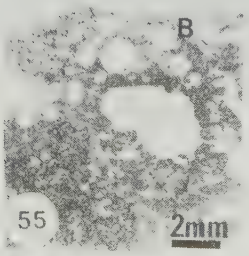
53



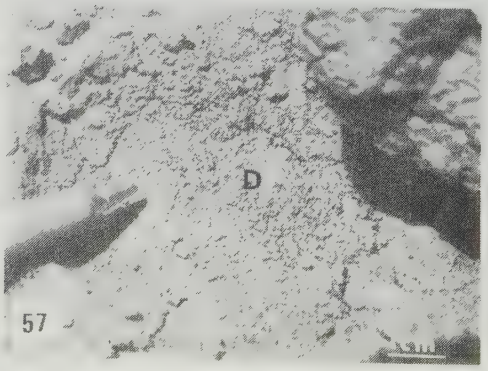
54



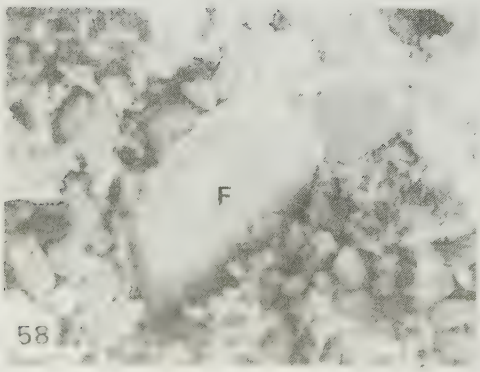
56



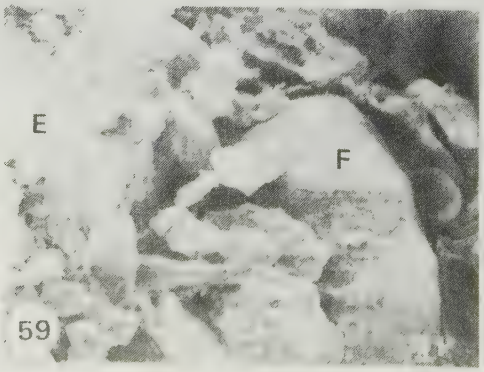
55



57



58



59

PLANCHE X

SITE SUR PAVAGE DÉSERTIQUE

(Voir également les photo. N° 3, 5 et 60).

Photo. 52 - Etat de surface de la parcelle naturelle après les pluies. Pavage désertique ou "reg".

Photo. 53 - Etat de surface de la parcelle labourée, après les pluies. On remarque la proportion élevée de galets apportés par le labour. L'échelle est donnée par la bordure de la parcelle (1 m).

Photo. 54 - Détail de surface de la parcelle naturelle après les pluies. Après avoir enlevé un galet, on distingue nettement les éléments grossiers enchâssés dans les microhorizons (Fig. N°15-1 c- et 16) :

A : microhorizon continu à sables fins déliés (Fig. 15-2a-, 16-2a).

B : microhorizon discontinu (localisé à la périphérie des éléments grossiers (enterrés) à sables fins légèrement cimentés et à porosité vésiculaire (Fig. 15-2b- et 16-2b).

C : microhorizon continu, argilo-limoneux (Fig. 15-3- et 16 -3-).

Photo. 55 - Macro-photographie de lame mince correspondant à un échantillon prélevé sur la parcelle naturelle après les pluies. On distingue le micro-horizon discontinu à sables fins, légèrement cimentés, et à porosité vésiculaire (B - Fig. 16-2b) et le microhorizon argilo-limoneux sous-jacent (C - Fig. 16-3).

Photo. 56 - Détail de surface de la parcelle labourée après les pluies. Le galet indiqué par une flèche a été déplacé. A l'endroit qu'il occupait, on n'observe pas de porosité vésiculaire, ni d'organisations pelliculaires nettement différenciées.

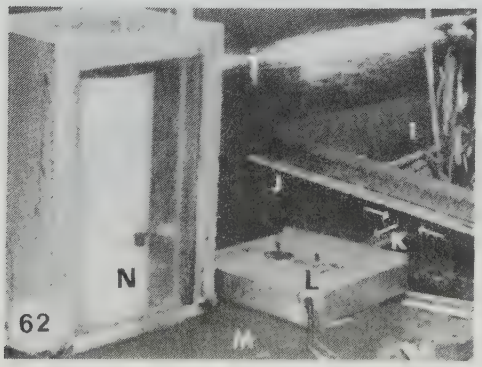
Photo. 57 - Détail de la photographie précédente. L'emplacement occupé par le galet est tapissé de petits agrégats à texture fine et à structure polyédrique émoussée (D). L'organisation pelliculaire superficielle est discontinue, et ne se distingue du matériau sous-jacent que par une légère prise en masse. La porosité inter-agrégats engendrée par le labour, n'a pas disparu au cours des pluies (G). Cette organisation superficielle diffère de celle observée sur la parcelle naturelle (Photo. N°54) par l'absence, d'une part de microhorizons correspondant à une ségrégation granulométrique et d'autre part de porosité pelliculaire.

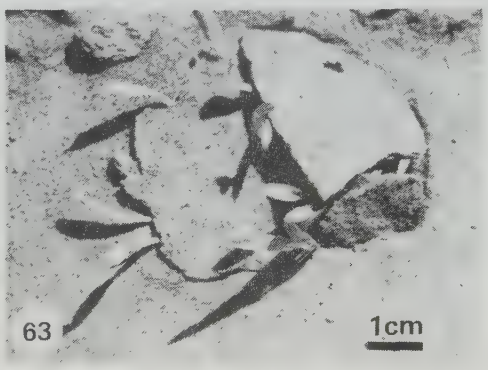
Photo. 58 - (M.E.B.). Vue verticale de la surface de la parcelle labourée après les pluies. On remarque l'hétérométrie des matériaux et l'absence d'orientation. L'assemblage du squelette constitué principalement de sables fins et de quelques sables grossiers (Photo. N°58-F) est de type granulaire, associé à une porosité intersticielle. Quelques éléments structuraux, à prédominance plasmique, apportés à la surface par le labour, ont conservé, sans modification importante, leur structure initiale.

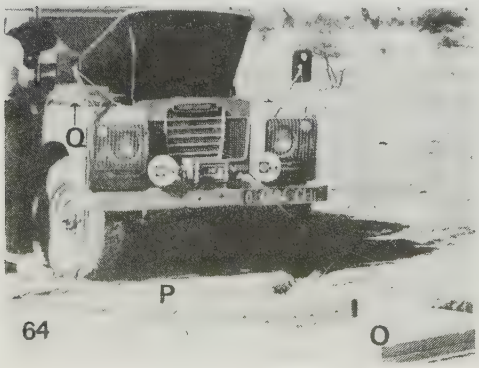
Photo. 59 - (M.E.B.). (A plus fort grossissement que le cliché précédent). On distingue les unités structurales à prédominance plasmique (E) des grains de squelette (F). Ces constituants ne présentent pas d'orientations relatives.

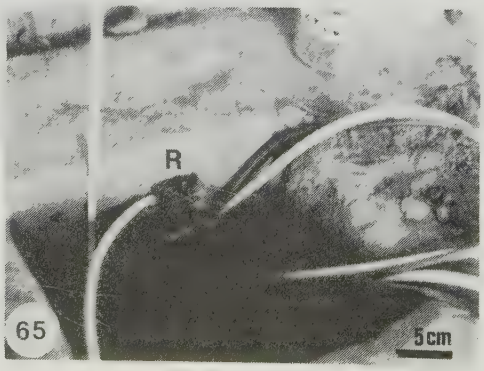
A
B
60

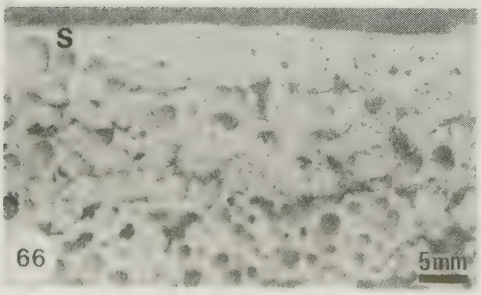
61


N
L
62


63
1cm


Q
P
64


R
65
5cm


S
66
5mm

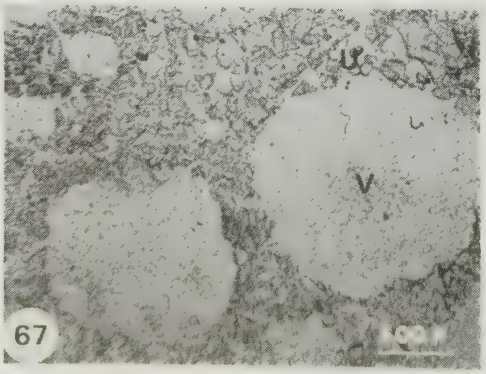

V
67

PLANCHE XI

INFILTROMETRE A ASPERSION

Photo. 60 - Site expérimental sur reg. On distingue le bâti de l'infiltromètre muni de bâches protectrices contre le vent (cf. photo. N°4-A), et la remorque citerne (contenance 1000 l), qui assure une autonomie de 1 h 30 de pluie).

Photo. 61 - Détail du dispositif d'aspersion :
C : Tuyau d'amenée d'eau.
D : Manomètre assurant le contrôle de la pression d'eau, à 3,70 m de la surface du sol (un autre manomètre contrôle la pression à la sortie de la pompe d'alimentation (Photo. N°4-B).
E : Gicleur (du même type que ceux utilisés sur les engins de traitements phytosanitaires).
H : Biellette de réglage de l'amplitude de balancement du gicleur (et donc de l'intensité de pluie).
F : Câble qui commande le réglage de l'intensité de pluie.

Photo. 62 - Dispositif d'enregistrement :
J : Canal collecteur des eaux de ruissellement.
K : Canal évacuateur conduisant à la cuve limnigraphique (située sous le limnigraphe).
L : Regard d'accès à la dérivation du canal évacuateur permettant des prélèvements d'échantillons d'eau de ruissellement.
M : Tôle protectrice de la fosse contenant la cuve limnigraphique.
N : Limnigraphe : la plume est reliée par un axe à un flotteur. Elle enregistre sur le limnigraphe, fixé à un tambour tournant à vitesse constante, la montée des eaux dans la cuve sous-jacente.
I : Parcelle d'essai (contenant ici, des pieds de mil - Oursi, Nord de la Haute-Volta).

OBSTACLE MECANIQUE A LA LEVEE DES SEMENCES

Photo. 63 - Le microhorizon pelliculaire, sableux, constitué lors des pluies simulées à la surface d'un poquet constitue un obstacle mécanique à la levée du mil. Seule l'action conjuguée des plantules qui germent simultanément permet de rompre cette O.P.S. et d'assurer ainsi la levée, d'où l'intérêt du semis en poquets des graines de petite taille -comme le mil- la force d'une seule plantule n'assure pas, en effet, la rupture nécessaire). Cliché pris à Oursi, au Nord de la Haute-Volta.

MESURES D'HUMIDITE A L'AIDE DE SONDES A CHOCS THERMIQUES

Photo. 64 - On distingue sur cette photographie également prise à Oursi (Nord de Haute-Volta):
O : La parcelle d'essai infiltrométrique : la rangée de trous circulaires débouche sur le canal collecteur (cf. Photo. N°62-J).
P : Câbles électriques reliant les faisceaux de sondes (Photo. 65-R) au boîtier de mesure. L'alimentation électrique de celui-ci peut être assurée par la batterie de 12 v d'un véhicule.

Photo. 65 - Les quatres sondes (R) d'un même faisceau sont ici implantées à prosimité de la surface (à 5, 10, 15 et 20 cm de la surface). Le cliché a été pris lors de l'ouverture de la petite fosse nécessaire à l'installation. Elle est rebouché ensuite.

MICROHORIZON SABLEUX A POROSITE VESICULAIRE DE DIMBOKRO

Photo. 66 - Macro-photographie de bloc imprégné correspondant à un échantillon prélevé à proximité de Dimbokro, en région ferrallitique de savane (Centre-Sud de la Côte d'Ivoire). Il s'agit d'un microhorizon sableux à porosité vésiculaire (T) compris entre un microhorizon superficiel sableux, peu épais (inférieur à 1 mm - S -) et très peu poreux, et un horizon hydromorphe sous-jacent. Ce type d'horizon n'offre qu'une très faible portance (un homme laisse en marchant des empreintes profondes).

Photo. 67 - Micro-photographie de lame mince (vue en coupe) d'un microhorizon sableux à porosité vésiculaire (cf. Photo. N°66). On remarque qu'il est constitué presque exclusivement de sables fins quartzeux, dont l'arrangement est de type granulaire (U). Ces grains de squelette composent les parois des vésicules (V), qui ne sont pas, pour la plupart, coalescentes.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

RESUME

ABSTRACT

INTRODUCTION..... 1

I - PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE..... 1

II - LE MILIEU SUBDESERTIQUE ETUDIE : LA CUVETTE D'AGADEZ 3

1 - Situation générale (Fig. 1)..... 3

2 - Géologie (Fig. 2)..... 3

3 - Climat..... 3

4 - Hydrologie (Fig. 3)..... 4

5 - Végétation..... 5

6 - Activité humaine..... 5

III - REMARQUES CONCERNANT LES TERMES UTILISES..... 6

IERE PARTIE : CARACTERISATION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES..... 7

I - DEFINITION ET DISTRIBUTION SPATIALE DE TROIS TYPES D'ORGANISATIONS SUPERFICIELLES..... 9

II - LES PROFILS PEDOLOGIQUES CORRESPONDANT A CES TROIS TYPES D'ORGANISATION SUPERFICIELLE..... 10

A) SOL DE REG, A PAVAGE DESERTIQUE, SUR PALEOSOL DERIVE DE GRES ARGILEUX..... 10

1 - Un pavage grossier de galets..... 10

2 - Un paléosol tronqué..... 12

3 - Une dalle de grès sableux argileux altéré.. 13

B) SOL PEU EVOLUE D'APPORT ALLUVIAL, SABLEUX..... 13

1 - Une superposition d'O.P.S. à pavage rare gravillonnaire..... 13

2 - Des alluvions sableuses sans structure lamellaire..... 13

3 - Des alluvions sableuses à charge grossière et à structure lamellaire..... 15

C) SOL PEU EVOLUE D'APPORT ALLUVIAL, ARGILEUX.... 15

1 - Des alluvions argileuses..... 15

2 - Des alluvions sableuses..... 15

3 - Une altérite de grès argileux..... 16

III - LA CARACTERISATION DES TROIS TYPES D'ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES..... 21

A) L'ORGANISATION PELLICULAIRE SUPERFICIELLE SANS PAVAGE, SUR ALLUVIONS ARGILEUSES (O.P.S. "ARG") 21

1 - Parcelle naturelle..... 21

2 - Parcelle labourée..... 26

B) L'ORGANISATION PELLICULAIRE SUPERFICIELLE A PAVAGE RARE GRAVILLONNAIRE SUR ALLUVIONS SABLEUSES..... 33

1 - Parcelle naturelle..... 33

2 - Parcelle labourée..... 37

3 - Conclusion..... 39

C) L'ORGANISATION PELLICULAIRE SUPERFICIELLE A PAVAGE DENSE CAILLOUTEUX SUR PALEOSOL..... 40

1 - Parcelle naturelle..... 40

2 - Parcelle labourée..... 43

3 - Conclusion..... 44

IV - CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE..... 45

A) COMPARAISON DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES..... 45

B) RELATIONS ENTRE LES O.P.S. ET LES SOLS..... 46

C) INTERET ET LIMITES DE LA CARACTERISATION DES O.P.S..... 47

IIEME PARTIE : ETUDE EXPERIMENTALE DU COMPORTEMENT DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES.... 49

I - LA RESISTANCE MECANIQUE A LA PENETRATION DE DIFFERENTES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES.... 51

A) PRESENTATION DE L'ETUDE ET DES TECHNIQUES DE MESURES..... 51

B) LES RESULTATS DE MESURES..... 52

1 - Facteurs internes..... 54

2 - Facteurs externes..... 55

D) CONSEQUENCES SUR LA LEVEE DES SEMENCES..... 58

1 - Résultats..... 58

2 - Discussions..... 61

3 - Amélioration des techniques culturales..... 61

II - INTERVENTION SUR LE CYCLE DE L'EAU..... 62

A) DIFFERENTES APPROCHES DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE..... 62

1 - Evaluation de la résistance hydraulique des O.P.S. à partir de l'analyse de leur espace poral..... 62

2 - Mesures sous lames d'eau..... 71

3 - Mesures sous pluies simulées..... 75

4 - Comparaison des méthodes utilisées et discussion..... 83

B) ETUDES DES RELATIONS : PLUIE-RUISSELLEMENT-INFILTRATION SOUS PLUIES SIMULEES..... 89

1 - Détermination des quelques paramètres d'hydrologie de surface..... 89

2 - Les lames infiltrées. Conséquences agronomiques..... 100

3 - Le ruissellement. Conséquences hydrologiques 102

C) EVAPORATION..... 106

1 - L'humidimètre à chocs thermiques..... 106

2 - Evolution du stock hydrique d'un sol nu et d'un sol couvert..... 108

3 - Rôle joué part les états de surface sur l'évaporation et les autres termes du bilan d'énergie..... 110

D) CONCLUSIONS..... 112
1 - L'économie de l'eau dans la cuvette d'AGADEZ 113
2 - Infiltration, ruissellement et évaporation en zone aride..... 113

III - DETACHABILITE..... 115

A) ERODIBILITE ET DETACHABILITE..... 115

B) LES TURBIDITES..... 116
1 - Définitions et résultats obtenus..... 116
2 - L'analyse des différents types de turbidités (Cs et Cx)..... 122

C) LES MATERIAUX ERODES..... 127
1 - Distribution granulométrique des matériaux entraînés..... 127
2 - Le comportement des différentes classes granulométriques vis-à-vis des processus intervenant lors de la détachabilité..... 129

D) NOTE SUR L'ACTION DU VENT..... 134

E) CONCLUSION..... 136

IIIEME PARTIE : FORMATION ET EVOLUTION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES..... 139

I - SCHEMAS DE FORMATION DES ORGANISATIONS PELLICULAIRES SUPERFICIELLES..... 141

A) SITE SUR ALLUVIONS ARGILEUSES..... 141
1 - Parcelle labourée..... 141
2 - Parcelle naturelle..... 152

B) SITE SUR ALLUVIONS SABLEUSES..... 152
1 - Parcelle labourée..... 152
2 - Parcelle naturelle..... 155

C) SITE SUR REG..... 157
1 - Parcelle labourée..... 157
2 - Parcelle naturelle..... 157

II - CONCLUSIONS SUR LA GENESE DES O.P.S. ETUDIEES..... 157

A) LA FORMATION DES O.P.S. APRES LABOUR..... 158

B) LA FORMATION DES O.P.S. NATURELLES..... 161

III - NOTE SUR LA DEGRADATION DE LA STRUCTURE ET LE PHENOMENE DE "BATTANCE"..... 163

IV - NOTE SUR LA POROSITE VESICULAIRE..... 164

A) RESUME DES OBSERVATIONS EN MILIEU SUBDESERTIQUE..... 164

B) OBSERVATIONS EFFECTUEES DANS D'AUTRES ZONES CLIMATIQUES..... 164

C) LES MECANISMES DE FORMATION PROPOSES PAR DIFFERENTS AUTEURS..... 165

D) CONCLUSION..... 166

1 - Formation..... 166

2 - Conservation..... 167

3 - Les vésicules proches de la surface des sols : un indice de comportement..... 167

CONCLUSIONS GENERALES..... 169

I - LES PARTICULARITES DE L'OBJET D'ETUDE, ET DES METHODES D'ANALYSES MISES EN OEUVRE..... 169

II - LES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS..... 170

A) UNE CONVERGENCE DE STRUCTURE..... 170

B) DE FAIBLES DIVERGENCES DE COMPORTEMENT..... 171

C) DES PROCESSUS GENETIQUES COMPLEXES..... 171

III - EXTRAPOLATION DES RESULTATS AUX ECHELLES REGIONALE ET ZONALE..... 172

BIBLIOGRAPHIE..... 175

LISTE DES FIGURES..... 211

LISTE DES TABLEAUX..... 213

ANNEXE I..... 215

ANNEXE II..... 223

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES..... 231

O R S T O M Éditeur
Dépôt légal : 1er trim. 1985
I.S.B.N. : 2-7099-0759-3

Reproduit par INSTAPRINT - Tours

ISSN : (en cours)
ISBN : 2-7099-0759-3

Éditions de l'ORSTOM - 70 route d'Aulnay F-93140 Bondy